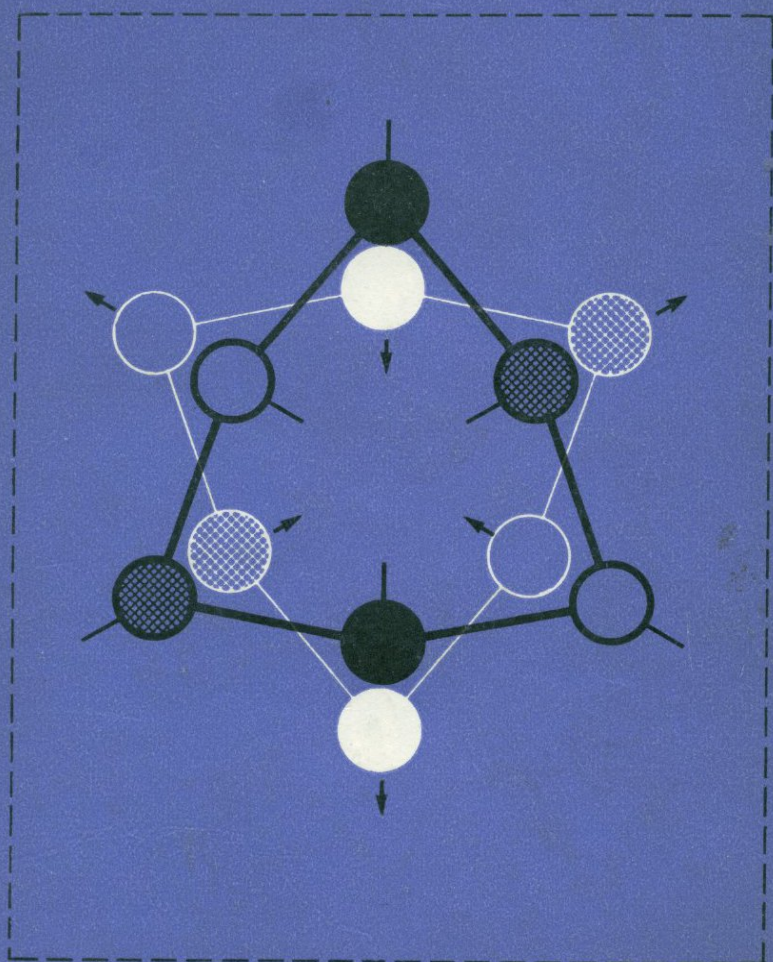


Н. П. ЮШКИН

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
КОМИ ФИЛИАЛ
Институт геологии

Н. П. ЮШКИН

МЕХАНИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА
МИНЕРАЛОВ

72



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
Ленинград · 1971



Механические свойства минералов. Н. П. Юшкин. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971, 3—284.

В монографии впервые дано полное обобщение данных по механическим свойствам кристаллов, методике их исследования и природным деформациям минералов. На основе современных представлений приводится детальная характеристика упругих и пластических деформаций и хрупкого разрушения минералов. По особенностям механизма пластической деформации выделяются ее элементарные виды: трансляционное скольжение, сложное скольжение (блокирование и сбросообразование), механическое двойникование с изменением и без изменения формы, явления отдыха кристаллов после деформации. Раскрывается очень сложная и неоднородная картина деформаций при испытании минералов различными методами, затрудняющая сопоставимость результатов. Подробно описаны различные методы исследования твердости, упругих, пластических свойств, хрупкости, спайности минералов, фигур удара и давления на кристаллах. Особое внимание уделено методу микро-вдавливания и применению его в исследовании различных механических свойств, разработана программа получения полной кристалло-механической характеристики минералов этим методом.

Механические свойства, как показывает анализ, в значительной степени определяются индивидуальными особенностями минералов — секториально-зональным строением, наличием примесей, природных дефектов, отражающих особенности минералообразующей среды. Механические свойства, следовательно, являются носителями потенциальной минералогенетической информации, расшифровка которой — одна из основных задач генетической минералогии. Устанавливается принципиально различная природа полей напряжений в минеральных индивидах и агрегатах, вызываемых внешними силами, генерируемыми на уровне минерального индивида, и внутриминеральными силами. Рассматривается онтогенез деформированных кристаллов и отражение напряженного состояния в постдеформационной истории минерала. Рис. — 164, табл. — 25, библи. — 349 назв.

Ответственный редактор
М. В. КЛАССЕН-НЕКЛЮДОВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

В конце XIX и начале XX в. в связи с развитием металлургической промышленности особое внимание стало уделяться проблеме прочности и пластичности кристаллических агрегатов-поликристаллов. Когда этими вопросами занялись физики, а не инженеры, они стали стремиться при решении поставленных перед ними задач снизить число неизвестных. Для познания процессов, определяющих разрушение или деформацию поликристаллов, физики обратились к исследованию механических свойств одного зерна, т. е. монокристалла. Вначале монокристаллами металлов мы не располагали, и объектами исследования стали монокристаллы минералов. В 20-х годах К. Томман, Й. Чохральский, И. В. Обреимов, П. В. Бриджмен разработали приемы получения крупных одиночных кристаллов металлов, а С. Киропулос, А. В. Шубников заложили основы синтеза кристаллов минералов, и учение о механических свойствах кристаллических тел стало развиваться, используя как природные кристаллы, так и кристаллы разнообразных синтетических соединений.

За последние 40 лет синтетические монокристаллы металлов, минералов и разнообразных химических соединений из модельных объектов постепенно превратились в основные практические детали сложнейших установок, используемых в самых разнообразных отраслях техники и промышленности. Если раньше кристаллы минералов (например, кальцита, кварца, галита) применялись только в качестве оптических деталей, в настоящее время выращиваются монокристаллы германия, кремния и других веществ для полупроводниковых приборов. Монокристаллы синтетического рубина служат в качестве опорных камней, лазеров, а лейкосапфира — нитеводителями, фильерами, светопроводами и т. д. Естественные и синтетические кристаллы кварца применяются в разнообразной радиотехнической и акустической аппаратуре. Знание свойств монокристаллов, в частности анизотропии их механических характеристик, стало актуальной задачей.

Однако задолго до начала развития физического металловедения и раздела кристаллофизики, посвященного проблеме прочности, механические свойства отдельных монокристаллов минералов были предметом исследований минералогов, кристаллогра

фов и петрографов. Но в основе первых работ по прочности и твердости минералов лежали требования ювелирной и оптической промышленности, а не развитие геологических наук.

Следует признать, что современное физическое учение о прочности кристаллов развивалось вначале на основе чисто кристаллографических и минералогических работ. О. Мюгге, П. Ниггли, В. Фойгт, Е. Рейш, Х. Баумгауэр оставили после себя наследие, которое используется физиками всех стран до сих пор. В дореволюционной России это направление науки открывается оригинальными трудами В. И. Вернадского о течении кристаллического вещества.

В настоящее время, по-видимому, назрел третий этап развития учения о механических свойствах кристаллов, когда огромный накопленный физиками всего мира на протяжении 60 лет опыт исследования свойств синтетических кристаллов необходимо использовать для развития минералогии, петрографии и других разделов геологических наук. С этой точки зрения предлагаемая книга восполняет пробел, существующий не только в отечественной, но и зарубежной научной литературе. Кроме близкой по профилю книги Х. Терча (Tertsch, 1949) «Прочность кристаллов», изданной в 1949 г. в Вене и в значительной степени устаревшей, нам неизвестны аналогичные обобщающие труды минералогического аспекта. Книга Х. Терча на русский язык не переводилась. Мы надеемся, что данная книга найдет широкий круг читателей и принесет несомненную пользу не только минералогам и петрографам, на которых она рассчитана, но и кристаллофизикам.

Докт. физ.-мат. наук проф.
М. В. Классен-Неклюдова

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы вновь возрождается интерес минералогов к полузабытой области физической минералогии — механическим свойствам и деформациям кристаллов минералов.

Известно, что основы учения о деформациях кристаллов были разработаны именно минералогами и кристаллографами в середине и конце XIX—начале XX в. В то же время основным и, пожалуй, единственным объектом кристаллографии являлись кристаллы минералов, поэтому кристаллография и минералогия развивались в тесной взаимосвязи. Основную роль в выяснении особенностей деформации кристаллов сыграли работы О. Мюгге, В. И. Вернадского, Р. Браунса, Ф. Валлерана, А. Ионсена, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, П. Ниггли, Е. Рейша, А. Т. Черчманна, Х. Т. Эванса и других.

С начала XX в. физическая кристаллография стала отделяться от минералогической кристаллографии, и исследование механических свойств и деформаций кристаллов постепенно отходило от минералогии в область физических наук. Причина этого заключалась, во-первых, в том, что физика вооружилась новыми весьма точными методами исследования твердых тел, которые в первое время после их разработки были труднодоступными для минералогов, но открывали физикам широчайшие возможности исследования всех особенностей кристаллического вещества. Во-вторых, с развитием экспериментальных и промышленных методов искусственного выращивания кристаллов последние стали полноправным объектом кристаллографии, оттеснив во многих случаях на второй план кристаллы минералов. Поэтому и развитие учения о деформациях минералов в этот период обязано трудам физиков и металлургов, работающих в области кристаллофизики, причем длительное время работы советских физиков в этом направлении были почти единственными. Особенно большое значение имеют исследования А. Ф. Иоффе, И. В. Обреимова, А. В. Шубникова, М. В. Классен-Неклюдовой, А. В. Степанова, Т. А. Конторовой, А. В. Френкеля, Д. Б. Гогоберидзе, Р. И. Гарбера, В. И. Старцева, Н. Н. Давиденкова, Е. В. Цинзерлинг, А. А. Урусовской, В. Л. Инденбома и др. Позднее, преимущественно уже в послевоенное время, деформациями минералов заинтересова-

лись зарубежные физики, в первую очередь А. Армстронг, В. А. Вустер, Р. Кан, С. Орован, В. Т. Рид, А. О. Фрондель, Е. О. Холл и др.

Эта дифференциация кристаллографии и почти полный отход физической кристаллографии к физике, несомненно, отрицательно сказались на развитии минералогии. Так, если выпущенный в 1931 г. учебник кристаллографии для минералогов А. К. Болдырева содержал еще обширную, написанную на современном уровне науки главу о механических свойствах кристаллов, и время от времени появлялись оригинальные исследования минералогов в этой области, то минералогические руководства послевоенных лет стали ограничиваться упоминанием лишь самых общих сведений о качественной характеристике спайности, излома и твердости минералов. Только качественно характеризовались механические свойства минералов даже при их монографическом описании.

В последние годы, как уже указывалось, вновь повысился интерес минералогов к механическим свойствам и деформациям кристаллов минералов. В первую очередь стали интенсивно прогрессировать экспериментальные исследования твердости минералов (С. Д. Дмитриев, С. Х. У. Бови, К. Тэйлор, С. И. Лебедева, Г. А. Ильинский, С. И. Рыбалко, В. И. Сияков и др.), вышло в свет обширное исследование кристаллохимической теории твердости, выполненное А. С. Поваренных (1963). Ряд исследователей занимается изучением упругих свойств минералов (К. С. Александров, Г. В. Рожкова, Б. П. Беликов и др.). Деформации минералов изучаются исследователями, работающими в области структурной петрографии, а в 1961 г. вышел в свет весьма обстоятельный минералогический обзор Д. П. Григорьева «Онтогенез минералов». Очень интересные исследования пластических деформаций минералов проводят И. И. Афанасьев и В. А. Мокиевский.

К сожалению, исследование деформаций и других механических свойств кристаллов минералов развивается не так широко и интенсивно, как этого требуют задачи теоретической и прикладной минералогии. Многие исследования все еще поверхностны, используются далеко не все методы, применяемые физиками и металловедами, совершенно не разрабатываются методы, специально приспособленные к экспрессному исследованию механических свойств минералов. Такому положению во многом способствует отсутствие обобщающей литературы, которая в доступной для минералогов форме содержала бы основные современные представления о механических свойствах и деформациях минералов и знакомила с методами их исследования. Хотя бы частичное восполнение этого пробела и является основной задачей настоящей монографии.

Автор ставил своей задачей изложить сведения по механическим свойствам и деформации кристаллов применительно к при-

родным объектам — кристаллам минералов, что потребовало освещения двух сторон рассматриваемой проблемы. С одной стороны, большой интерес для минералогов представляет исследование экспериментально воспроизводимых деформаций минералов и выяснение сопротивления кристаллов этим деформациям, т. е. определение механических параметров кристаллов. Эти исследования не только дают представление о свойствах минералов с точки зрения возможности их практического использования, но и позволяют судить об особенностях состава, строения и даже генезиса минералов. С другой стороны, весьма важным источником информации, в первую очередь минералогенетической, являются природные деформации, которые минерал испытал в земной коре. Эти деформации раскрывают особенности геологических процессов, оказавших воздействие на минерал и отразившихся в характере деформаций в виде своеобразных «следов». Монография поэтому носит характер сводки, обобщающей данные по широкому кругу вопросов.

В главе I приводятся современные представления о механических свойствах кристаллов и их деформациях (упругих, пластических, хрупком разрушении). Там же изложены теоретические представления о дислокационном механизме пластической деформации и проанализировано влияние внутренних и внешних факторов на характер деформаций.

Глава II посвящена твердости кристаллов, ее природе и связи с другими механическими свойствами. Специальный анализ этого по сути дела формального свойства вызван, во-первых, популярностью его в минералогии, во-вторых, сложностью деформаций, возникающих в кристалле при испытании на твердость и по-разному влияющих на результаты измерений.

Глава III полностью посвящена методическим вопросам исследования механических свойств кристаллов. Некоторое предпочтение в ней дается наиболее простым и быстрым методам, в частности наиболее универсальному методу микровдавливания. Эти методы могут быть легко освоены любыми минералогическими лабораториями, в том числе и лабораториями полевых партий и экспедиций.

Разбору механических свойств минералов как носителей потенциальной минералогенетической информации посвящается глава IV.

В главе V дается описание деформаций минералов в природных условиях, анализируются причины, вызывающие природные деформации, рассматривается роль деформаций в онтогении минералов и показано значение исследования природных деформаций для познания минералогенетических процессов.

В процессе работы над монографией автор пользовался многократными консультациями докт. физ.-мат. наук проф. М. В. Класен-Неклюдовой, выполнившей, кроме того, большую работу по

редактированию книги. В проведении экспериментальных исследований большую помощь оказали Е. М. Мельникова, Л. А. Юшкина, Ю. Н. Ромашкин, А. М. Фишман. Многими очень ценными советами автор обязан докт. геол.-минер. наук проф. Д. П. Григорьеву, проф. А. С. Поваренных и проф. И. И. Шафрановскому, канд. геол.-минер. наук Б. А. Голдину, В. В. Буканову, В. Н. Сергееву. Всем перечисленным товарищам, а также руководству Коми филиала АН СССР и Института геологии, создавшим благоприятные условия для выполнения работы, автор выражает свою глубокую благодарность.

Глава I

ОСНОВНЫЕ МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КРИСТАЛЛОВ

Вопрос о деформациях кристаллов в минералогических руководствах почти совершенно не находит отражения, считаясь областью «чистой» физики, в первую очередь кристаллофизики. В связи с этим встает необходимость дать краткий обзор современных представлений о деформациях и механических свойствах кристаллов. Некоторые дополнительные сведения по отдельным вопросам читатель может найти в учебниках по физике твердого тела (Зейтц, 1947; Уманский и Филькенштейн, 1955; Жданов, 1962; Епифанов, 1965; Киттель, 1965; Уэрт и Томсон, 1966, и др.), соответствующих монографиях (Качанов, 1948; Read, 1953; Коттрелл, 1958; Классен-Неклюдова, 1960а; Беликов и др., 1970; Новиков 1968; Бернер и Кронмюллер, 1969, и др.), сборниках (Дислокации и механические свойства кристаллов, 1960; Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов, 1960). Справки об оригинальной литературе по рассматриваемым вопросам можно получить в полных библиографических указателях «Дислокации в кристаллах» (1959, 1966).

§ 1. Деформация кристаллов при растяжении и сжатии

Анализ вопроса о деформации твердых тел принято начинать с демонстрации опытов по растяжению цилиндрических образцов под действием постепенно увеличивающейся силы P . Эти опыты наиболее наглядно отражают механические свойства твердых тел.

Вырежем из монокристалла цилиндрический образец и будем его растягивать по оси приложением все увеличивающейся силы, точно фиксируя при этом как величину силы P , так и приращение длины образца Δl . Под действием растягивающей силы изменяется взаимное расположение атомов в кристалле, они смещаются из равновесных положений, отвечающих минимуму потенциальной энергии, расстояние между атомами увеличивается. Это ведет к возникновению внутренних сил, которые противодействуют внешним силам, стремясь вернуть атомы кристалла в первоначальное положение, и уравнивают их при достижении стационарного равновесия. Величина внутренних сил, рассчитан-

ная на единицу площади растягиваемого образца, называется напряжением σ . В условиях стационарного равновесия

$$\sigma = \frac{P}{S},$$

где S — площадь поперечного сечения кристаллического цилиндра.

Поведение кристалла при растяжении наглядно иллюстрируется диаграммой растяжения, по вертикальной оси которой откладывается напряжение, а по горизонтальной — относительное удли-

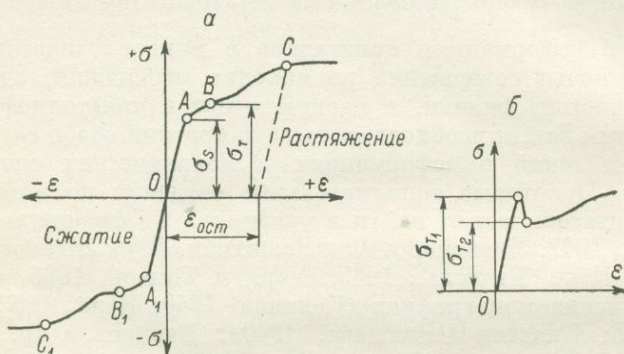


Рис. 1. Схема кривой растяжения и сжатия пластичного материала. На кривой (б) в отличие от (а) присутствует «зуб текучести».

ОА — область упругой деформации; АС — область пластической деформации; σ_s — предел упругости; σ_T — предел текучести; σ_{T1} — верхний предел текучести; σ_{T2} — нижний предел текучести.

нение (деформация) $\epsilon = \frac{\Delta l}{l}$ (рис. 1, а). Кривая, построенная в этих координатах, характеризует свойства кристалла и не зависит от геометрической формы образца.

На начальных стадиях растяжения напряжения в кристалле растут примерно пропорционально с ростом деформации, поэтому кривая на участке ОА характеризуется прямолинейным отрезком. Деформация в пределах этого участка обратима и полностью снимается при снятии нагрузки, поэтому ее и называют упругой деформацией. Максимальное напряжение, до которого кристалл сохраняет упругие свойства, называется пределом упругости σ_s . Нагрузки, превышающие предел упругости, вызывают уже остаточные деформации кристалла, и его удлинения при этом быстро увеличиваются, уменьшая наклон кривой σ — ϵ по отношению к оси ϵ (участок АВ). Некоторые кристаллы на этом участке кривой дают горизонтальную площадку (рис. 1, а), называемую площадкой текучести. Она характеризует момент, когда удлинение кристалла растет без увеличения

нагрузки, т. е. кристалл начинает «течь». Соответствующее ей напряжение называется пределом текучести σ_T . Переход к площадке текучести иногда начинается с острого пика или «зуба текучести» (рис. 1, б). В этом случае различают верхний σ_{T1} и нижний σ_{T2} пределы текучести. Остаточная деформация $\epsilon_{ост}$, не исчезающая при снятии внешней нагрузки, называется пластической (участок BC). Дальнейшее увеличение нагрузки и рост напряжений приводят к разрыву, разрушению кристалла. Наибольшее напряжение, возникшее в кристалле за время испытания и приведшее к разрыву образца, характеризует его предел прочности или временное сопротивление σ_b . В данных условиях оно соответствует и наибольшей внешней нагрузке.¹ Площадь, образованная кривой растяжения и осью ϵ , отражает всю работу, затраченную на разрыв кристалла.

Различаются два вида диаграмм растяжения. Если кристалл имеет диаграмму, подобную описанной выше и характеризующуюся наличием области пластической деформации, он называется пластичным. Если же кристалл доходит до разрыва без сколько-нибудь значительного предварительного удлинения и диаграмма растяжения его обрывается сразу же за пределом упругости, он называется хрупким. Однако говорить о хрупкости или пластичности как о свойстве кристалла можно лишь относительно, так как в зависимости от условий опыта даже у одного и того же кристалла может проявляться либо хрупкое разрушение, либо пластичность. Провести разделение кристаллов на хрупкие и пластичные без указания условий, при которых производились их испытания, нельзя.

Диаграмма сжатия пластичных кристаллов в общем подобна диаграмме растяжения (рис. 1, а), но для хрупких кристаллов напряжения, соответствующие точкам А и В в области сжатия, по величине больше напряжений, соответствующих точкам А и В в области растяжения.

§ 2. Влияние внутренних и внешних факторов на характер деформаций

Форма диаграмм растяжения и характер деформации кристалла зависят как от природы кристалла (внутренние факторы), так и от условий проведения эксперимента (внешние факторы).

Основным внутренним фактором, определяющим механические свойства кристалла, является его конституция — сорт ато-

¹ Следует различать временное сопротивление, численно равное отношению нагрузки, вызывающей разрыв, к начальному сечению образца, от истинной прочности, равной отношению разрывной нагрузки к площади сечения, по которому происходит разрыв (т. е. шейки образца).

мов, образующих решетку кристалла, их взаиморасположение, тип межатомной связи, наличие дефектов упаковки. Кристаллы разных минералов при деформации ведут себя по-разному. Кальцит, например, в нормальных условиях уже при незначительных нагрузках разрушается хрупко, в то время как кристаллы золота, меди и некоторых других самородных минералов в тех же условиях характеризуются большой пластичностью. Как известно, вхождение в кристаллическую решетку минерала и з о м о р ф н ы х п р и м е с е й изменяет прочность кристаллохимических

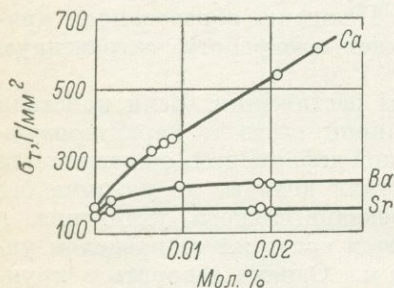


Рис. 2. Зависимость предела текучести галита от содержания в нем примесей Ca, Ba, Sr (Григорьев, 1961).

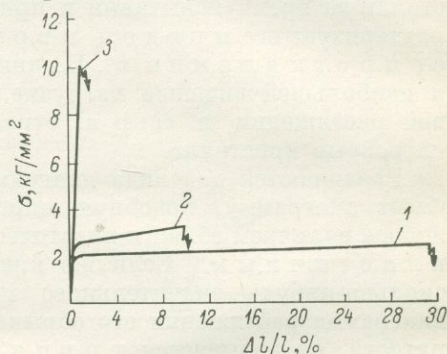


Рис. 3. Кривые растяжения кристаллов Ti[Bg, J] при 20° (Регель, Земцов, 1955).

1 — [111]; 2 — [110]; 3 — [100].

связей, что отражается и на механических свойствах минерала. На рис. 2 показана зависимость предела текучести галита от содержания в нем примесей кальция, бария и стронция. Даже незначительное повышение содержания этих примесей вызывает повышение предела текучести в несколько раз. Заметное влияние может оказать и наличие в кристалле твердых и газовой-жидких включений, наличие других природных дефектов.

Практически у кристаллов всех минералов, в том числе и кубических, резко выражена анизотропия механических свойств, характеризующаяся зависимостью от выбранного кристаллографического направления испытания. В связи с этим вид кривых деформации резко различен для стержней, вырезанных из кристалла по кристаллографически различающимся направлениям. Иногда в одном направлении кристалл ведет себя как сильно пластичный, а по другому направлению он хрупко разрушается без заметных остаточных деформаций (рис. 3).

Такая зависимость механических свойств кристаллов от их состава и направления испытания обуславливает широкие колебания механических характеристик одного и того же минерала. Например, предел текучести галита изменяется от 70 (Бохня,

Польша) до 500 Г/мм^2 (Бахмут, СССР) и даже до 1120 Г/мм^2 (Страсфурт, ГДР); предел прочности — от 160 (Величка, Польша) до 1722 Г/мм^2 (Виннебург, ФРГ). Естественно, это затрудняет использование в ряде механических характеристик минералов в минералогии (Григорьев, 1961).

Более подробно влияние индивидуальных особенностей минералов на их механические свойства мы рассмотрим в главе IV, §§ 1—3.

Из внешних факторов наибольшее влияние на механические свойства кристаллов минералов оказывают среда, в которой производятся испытания, температура, скорость деформации, размеры образцов, тип напряженного состояния и ряд других факторов.

Влияние среды и испытания можно продемонстрировать, например, экспериментами В. И. Лихтмана и П. А. Ребиндера (1953 г.), которыми установлено общее явление понижения сопротивления твердых тел упругим и пластическим деформациям, а также их разрушению под влиянием адсорбции поверхностно активных веществ из окружающей среды. Этот эффект известен под названием электрокапиллярного явления. Центры облегчения деформаций локализуются на поверхности кристалла и не связаны с наличием на ней каких-либо минеральных пленок. Влияние среды раскрывают также эксперименты с кристаллами галита, хрупкими при деформации на воздухе и пластичными при деформации в воде (эффект Иоффе).

Повышение температуры, как правило, понижает предел текучести кристаллов, значительно увеличивая область их пластического состояния. При переходе в область низких температур, наоборот, наблюдается резкое возрастание хрупкости.

На характер деформации существенное влияние оказывает скорость деформации. Повышение ее способствует хрупкому разрушению, например, для кристаллов кадмия разница значений критического касательного напряжения скольжения при скоростях 0.5 и 1 г/сек. достигает 50—70%.

Очень большую роль играет масштабный фактор. Известно, что очень тонкие кристаллы обладают резко повышенной прочностью по сравнению с крупными кристаллами того же минерала. Так, например, прочность на разрыв нити из плавленого кварца толщиной 1 мк составляет почти 1000 кГ/мм^2 , что в де-

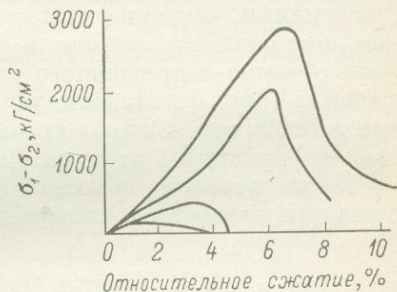


Рис. 4. Диаграммы деформаций кальцита при всестороннем сжатии.

$\sigma_1 - \sigma_2$ — разность между осевым и боковым гидростатическим давлением.

сятки и сотни раз превышает прочность массивных образцов кварца. Аналогичные данные получены для кристаллов каменной соли (Иоффе, 1929). Роль масштабного фактора начинает проявляться с толщины нитевидных кристаллов меньше 20 мк. Резко повышенная прочность нитевидных кристаллов определяется особенностями их дислокационной структуры (гл. I, § 6).

Весьма значительное влияние на характер деформации оказывает тип напряженного состояния, особенно для хрупких кристаллов. Уже отмечалось, что при сжатии предел упругости и предел прочности достигаются несколько большими напряжениями, чем при растяжении. Кальцит, хрупкий при линейном напряженном состоянии (сжатие или растяжение), в условиях объемно-напряженного состояния приобретает пластические свойства (рис. 4). Максимальное напряжение сжатия при давлении в 10 000 атм. в 20 раз превышает усилия при 1 атм., пластическая деформация в этом интервале возрастает примерно в 6 раз.

Таким образом, сопоставлять механические свойства можно лишь для кристаллов, испытанных в строго одинаковых условиях.

§ 3. Упругие деформации кристаллов

Упругостью, как было показано выше, называется свойство кристаллов сопротивляться изменению формы и размеров под действием внешних нагрузок (не превышающих предел упругости) и восстанавливать форму и размеры при снятии последних без каких-либо остаточных деформаций.

Рассмотрим упругие деформации изотропных тел.

Все виды механического воздействия на твердые тела можно грубо свести к двум основным: а) линейному растяжению и сжатию; б) простому сдвигу.

При линейном растяжении (сжатии) происходит изменение длины образца, причем деформации до достижения предела упругости растут линейно и подчиняются закону Гука:

$$\sigma = E \frac{\Delta l}{l} = E\varepsilon.$$

Коэффициент E является величиной, обратной коэффициенту линейного растяжения (или сжатия)

$$k = \frac{\varepsilon}{P}, \text{ т. е. } E = \frac{P}{\varepsilon} = \frac{1}{k}$$

(здесь P — растягивающая или сжимающая сила).

Коэффициент E характеризует сопротивление тела механическому воздействию и называется модулем Юнга (модулем упругости). Чисто формально модуль можно оценить как силу,

которую надо приложить к образцу сечением 1 мм^2 , чтобы длина его упруго увеличилась вдвое,² ибо когда $\varepsilon = 1$, то $\frac{\Delta l}{l} = 1$ и $\Delta l = l$.

При простом сдвиге связь между силой и упругой деформацией определяется аналогичным соотношением

$$\tau = G \frac{\Delta l}{h} = G \operatorname{tg} \alpha,$$

смысл которого ясен из рис. 5 (здесь h — толщина в направлении, перпендикулярном к плоскости сдвига, α — угол сдвига, τ — напряжение сдвига или скальвающее напряжение). Коэффициент G называется модулем сдвига, а выражение $\tau = G \operatorname{tg} \alpha$ — формулой закона Гука при сдвиге. Модули упругости E и G увязываются коэффициентом Пуассона μ , характеризующим поперечное сжатие при растяжении:

$$\mu = \frac{E}{2G} - 1.$$

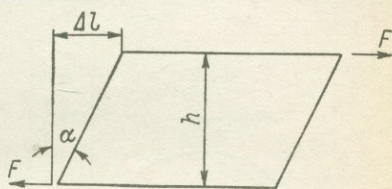


Рис. 5. К иллюстрации закона Гука в случае простого сдвига.

Коэффициент Пуассона не может быть больше 0.5 и меньше нуля, так как невозможно допустить, чтобы тело при растяжении уменьшилось в объеме.

Модуль упругости зависит только от природы атомов и их взаиморасположения в кристалле и является мерой сил межатомных связей, действующих в кристаллической решетке, поэтому упругие свойства кристалла могут быть в принципе определены на основе динамической теории кристаллической решетки (Лейбфрид, 1963). Модуль Юнга — довольно устойчивая константа. Введение в металл, например, легирующих добавок (термическая обработка, холодная прокатка и т. п.) сильно повышает предел прочности, но лишь незначительно (до 40%) меняет модуль упругости металла.

В случае всестороннего сжатия напряжение сжатия P определяется формулой

$$P = -\chi \frac{\Delta V}{V} = -\chi \Omega,$$

где V — объем тела до сжатия; ΔV — уменьшение объема; Ω — объемная деформация; $\chi = \frac{V_1 - V_2}{V_1}$ — коэффициент объемного

² На практике упругая деформация кристалла составляет 0.1—0.2% и только у очень тонких нитевидных кристаллов может в отдельных случаях достигать 4—5%.

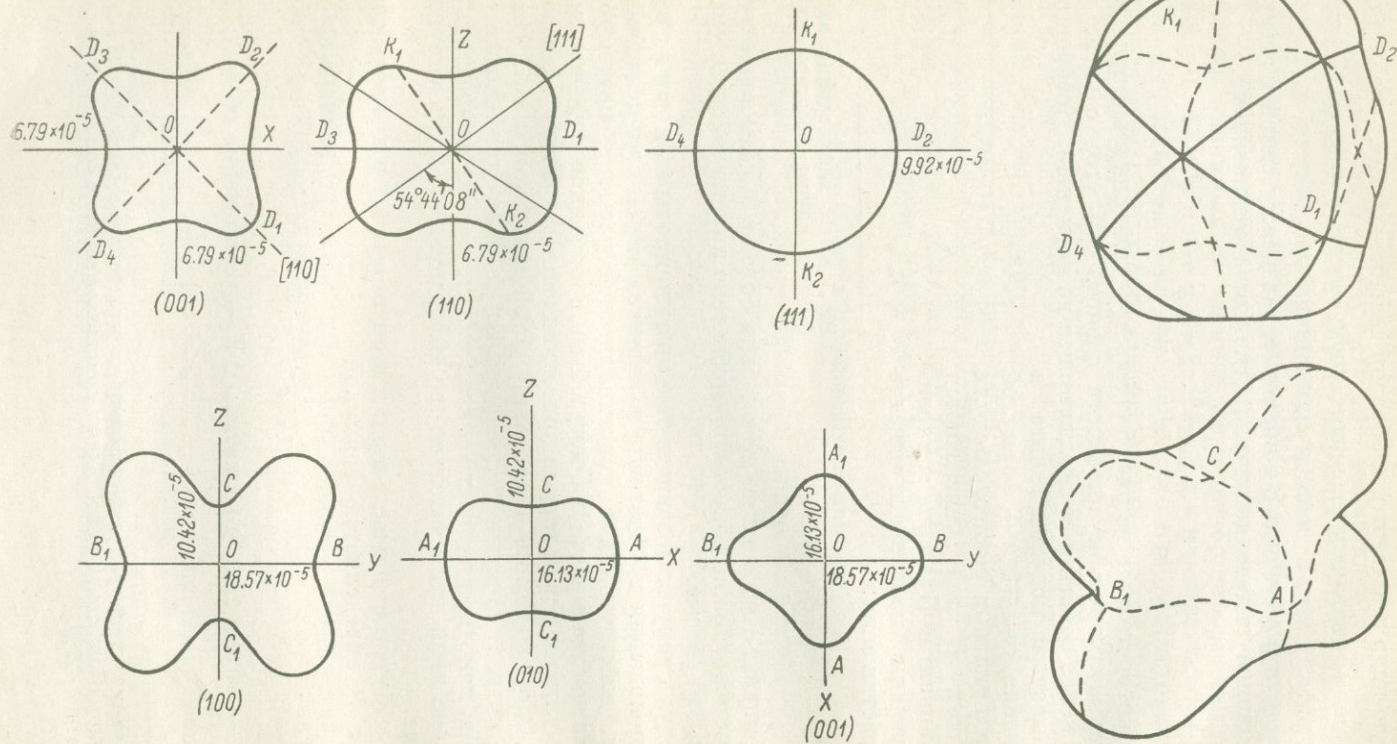


Рис. 6. Розетки и поверхности коэффициентов растяжения для флюорита (верхний ряд) и барита (нижний ряд).

(кубического) сжатия, возрастающий с увеличением температуры, но обратно пропорциональный величине нагрузки.

Кристаллы вследствие своей анизотропии характеризуются более сложной зависимостью между напряжением и деформацией, чем это определяется формулами закона Гука для изотропных тел. Значения модулей E и G , а также предела упругости зависят от кристаллографического направления, поэтому число упругих констант для кристаллов больше, чем для изотропного тела.

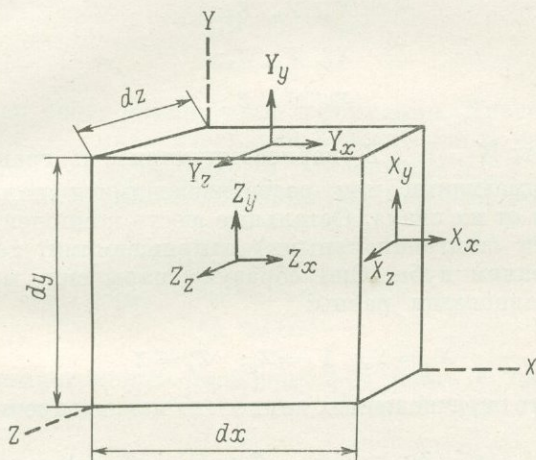
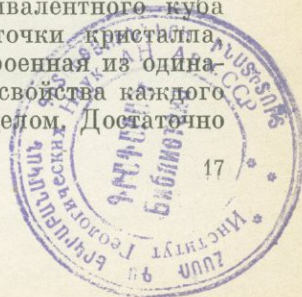


Рис. 7. Компоненты напряжения в декартовой системе координат.

Наиболее наглядно, но не совсем точно, анизотропия упругих свойств кристалла может быть изображена графически в виде плоских розеток или объемных поверхностей упругих констант. Для их построения можно использовать модуль Юнга E или обратный ему коэффициент линейного растяжения k . Примеры таких розеток и поверхностей для флюорита и барита приведены на рис. 6.

Более строгое описание анизотропии упругих свойств кристалла дает классическая теория В. Фойгта (Voight, 1910). Рассмотрим кратко основы этой теории.

Компоненты напряжения. Выделим в напряженном кристалле элементарный куб с центром в произвольной точке, ребра которого параллельны осям x, y, z (рис. 7). Предполагается, что этот элементарный куб не отличается от любого эквивалентного куба в окрестностях любой другой произвольной точки кристалла, т. е. кристалл рассматривается как среда, построенная из одинаковых по своим свойствам элементов объема, и свойства каждого элемента характеризуют свойства кристалла в целом. Достаточно



рассмотреть силы, действующие на три взаимно перпендикулярные грани элементарного куба, так как при равновесии силы, действующие на противоположные грани, равны. Каждую из этих сил, которые обозначим через X , Y и Z , можно разложить по трем координатным осям на три компоненты $X_x, X_y, X_z; Y_x, Y_y$ и т. д. Следовательно, напряжения, действующие на куб, полностью определяются девятью числами:

$$X_x, Y_x, Z_x;$$

$$X_y, Y_y, Z_y;$$

$$X_z, Y_z, Z_z.$$

Компоненты X_x, Y_y, Z_z перпендикулярны к граням куба и являются сжимающими или растягивающимися напряжениями в зависимости от их знака. Остальные шесть компонент являются скальзящими (тангенциальными) напряжениями, так как параллельны граням куба. Они образуют пары сил, моменты которых при равновесии равны:

$$X_y = Y_x; Y_z = Z_y; Z_x = X_z.$$

Поэтому девять перечисленных компонент можно заменить шестью:

$$\sigma_x = X_x; \sigma_y = Y_y; \sigma_z = Z_z; \tau_y = Y_z = Z_y; \tau_{xy} = X_y = Y_x; \tau_{xz} = X_z = Z_x.$$

Тензор напряжения, являющийся симметричным тензором 2-го ранга и определяющийся шестью компонентами, можно записать в виде

$$\Sigma_{\text{напр}} = \begin{vmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{vmatrix}, \quad (\sigma_{ik} = \sigma_{ki}).$$

Он наглядно изображается в общем случае поверхностью трехосного эллипсоида.

Компоненты деформации. Рассмотрим изменения относительного расположения частиц в кристалле до и после деформации, предварительно указав соотношения между их координатами. Пусть x, y, z — координаты точки до деформации, а x', y', z' — координаты точки после деформации. Смещения точки вдоль трех координатных осей определяются уравнениями:

$$a = x' - x,$$

$$b = y' - y,$$

$$c = z' - z,$$

В случае однородной деформации a, b, c пропорциональны x, y, z :

$$a = \varepsilon_{xx}x + \varepsilon_{xy}y + \varepsilon_{xz}z,$$

$$b = \varepsilon_{yx}x + \varepsilon_{yy}y + \varepsilon_{yz}z,$$

$$c = \varepsilon_{zx}x + \varepsilon_{zy}y + \varepsilon_{zz}z.$$

Здесь девять величин

$$\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{xy}, \varepsilon_{xz};$$

$$\varepsilon_{yx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{yz};$$

$$\varepsilon_{zx}, \varepsilon_{zy}, \varepsilon_{zz}$$

представляют собою компоненты деформации. Диагональные компоненты $\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz}$ характеризуют относительные удлинения кристалла вдоль осей координат, а компоненты $\varepsilon_{yz}, \varepsilon_{zy}, \varepsilon_{xy}$ — относительные сдвиги. Тензор деформации, который можно записать в виде

$$E_{\text{деф}} = \begin{vmatrix} \varepsilon_{11} & \varepsilon_{12} & \varepsilon_{13} \\ \varepsilon_{21} & \varepsilon_{22} & \varepsilon_{23} \\ \varepsilon_{31} & \varepsilon_{32} & \varepsilon_{33} \end{vmatrix}, \quad (\varepsilon_{ik} = \varepsilon_{ki}),$$

является симметричным тензором 2-го ранга с шестью независимыми компонентами. Он также изображается с помощью эллипсоида.

Тензор упругости. Характеризует линейную зависимость между компонентами тензора напряжений и тензора деформаций $\Sigma_{\text{напр}} = C E_{\text{деф}}$, т. е. является выражением закона Гука для анизотропных кристаллов:

$$\Sigma_{ik} = C_{il} E_{lm}.$$

Следовательно, он имеет вид:

	ε_{11}	ε_{22}	ε_{33}	ε_{23}	ε_{31}	ε_{12}
σ_{11}	C_{11}	C_{12}	C_{13}	C_{14}	C_{15}	C_{16}
σ_{22}	C_{21}	C_{22}	C_{23}	C_{24}	C_{25}	C_{26}
σ_{33}	C_{31}	C_{32}	C_{33}	C_{34}	C_{35}	C_{36}
σ_{23}	C_{41}	C_{42}	C_{43}	C_{44}	C_{45}	C_{46}
σ_{31}	C_{51}	C_{52}	C_{53}	C_{54}	C_{55}	C_{56}
σ_{12}	C_{61}	C_{62}	C_{63}	C_{64}	C_{65}	C_{66}

Это тензор 4-го ранга и в общем случае должен был бы определяться матрицей из 81 члена (9×9). Но так как тензоры напряжения и деформации симметричны и имеют по шесть независимых компонентов, то и производный от них тензор 4-го ранга имеет $6 \times 6 = 36$ компонентов.

Решив линейное уравнение $\Sigma_{ik} = C_{il} E_{lm}$ относительно деформаций, получим

$$\varepsilon_{ik} = S_{il} \sigma_{lm}.$$

Коэффициенты C_{il} называют модулями упругости, а коэффициенты S_{il} — упругими коэффициентами. Те и другие собирательно называются упругими постоянными или упругими константами. В выпуске стандартов Института радиоинженеров США за 1958 г. рекомендуется константы S_{il} называть постоянными жесткости, а S_{ik} — постоянными гибкости, но эти термины еще не укоренились в литературе (Standarts. . ., 1958). В общем случае упругие свойства кристалла должны характеризоваться 36 константами упругости C_{il} , но часть из них обычно равна нулю или взаимно связана. Для кристаллов справедливо положение, что константы, отличающиеся друг от друга лишь перестановкой указателей, равны между собой, т. е. $C_{il} = C_{li}$. Следовательно, тензор упругости является симметричным и определяется в общем случае 21 независимым компонентом (случай триклинного кристалла). Всего возможно 10 групп симметрии тензора упругости, для каждой из которых число констант различно (табл. 1).³

А. Г. Хаткевич (1961) показал, что при рассмотрении упругих свойств кристаллов три- и тетрагональные сингонии можно бы и не разделять на группы, «поскольку различие между ними сводится лишь к повороту основной системы координат и вместе с нею всей картины рассматриваемых свойств относительно установки кристалла» (стр. 703). Следовательно, можно делить кристаллы на семь групп по сингониям, а не на девять (исключая изотропные), как это сделано в табл. 1.

В изотропных телах упругие деформации определяются двумя независимыми постоянными, непосредственно связанными с модулем Юнга и модулем сдвига.

В кубических кристаллах за независимые константы принимаются C_{11} , C_{12} , C_{44} . Их можно определить из следующих экспериментов:

- а) измерения относительного сокращения длины кристалла при сжатии вдоль оси куба;
- б) измерения относительного сокращения поперечника кристалла при этой же операции;
- в) измерения сдвига под действием скальвающего напряжения, нормального к кубической оси кристалла.

В кристаллах гексагональной сингонии для определения пяти независимых констант (C_{11} , C_{12} , C_{33} , C_{13} , C_{44}) необходимо уже пять экспериментов:

- а) испытание на растяжение перпендикулярно $[0001]$;
- б) измерение поперечного сжатия образца, сжатого перпендикулярно $[0001]$;
- в) испытание на растяжение параллельно $[0001]$;

³ Более детальные сведения по описанию механических свойств кристаллов с помощью тензоров и матриц читатель найдет в книге Дж. Ная (1967).

Число упругих констант для кристаллов различных сингоний

Группа	Сингония (и вид симметрии)	Симметрия тензора	Число упругих констант
I	Триклинная	1	21
II	Моноклинная	$2/m$	13
III	Ромбическая	mmm	9
IV	Тригональная (тригонально-пирамидальный и ромбоэдрический)	$\bar{6}$	7
V	Тригональная (тригонально-трапецоэдрический, дитригонально-пирамидальный, дитригонально-скаленоэдрический)	$6/m$	6
VI	Тетрагональная (тетрагонально-тетраэдрический, тетрагонально-пирамидальный, тетрагонально-дипирамидальный)	4	7
VII	Тетрагональная (прочие, не отмеченные в гр. VI)	$4/m$	6
VIII	Гексагональная	$6/mmm$	5
IX	Кубическая	$m\bar{3}m$	3
X	Изотропные тела		2

г) измерение сдвига нормально к $[0001]$, когда образец сжат вдоль $[0001]$;

д) измерение сдвига, нормального к $[0001]$, когда сила действует на образец в направлении, перпендикулярном к этой оси.

Конечно, статистический метод определения упругих констант очень трудоемок и неточен, более удобны динамические методы (резонансные, оптические, импульсные, методы рассеяния рентгеновских лучей и др.). Многие из них основаны на измерении скорости звука в кристаллах. В произвольном направлении в кристалле могут распространяться три различные по скорости упругие волны, направления смещения в которых, оставаясь в общем случае ни параллельными, ни перпендикулярными волновой нормали, оказываются взаимно перпендикулярными. Положение направлений смещения, в которых могут распространяться чисто продольные и сдвиговые волны, зависит от симметрии среды и связано с положением элементов симметрии в кристалле. Поэтому модули упругости кристаллов всех классов симметрии (исключая триклинные) можно определить, исходя из измерений скорости распространения упругих волн в шести неэквивалентных кристаллографических направлениях: $[100]$, $[010]$, $[001]$, $[110]$, $[101]$, $[011]$. В табл. 2, заимствованной из работы К. С. Александрова и Т. В. Рыжковой (1961), показано, какие из упругих постоянных можно определить непосредственно или в линейной комбинации с другими постоянными и скоростью какой из волн они определяются. Для определения всех модулей упругости в кристаллах

Определение модулей упругости кристаллов

Распространение упругой волны	Направление смещения в упругой волне	Сингония							
		моноклиная	ромбическая	тетрагональная		тригональная		гексагональная	кубическая
				классы 9, 10, 13	классы 11, 12, 14	классы 16, 17	классы 18, 20, 24		
[001]	[001]		C_{33}	C_{33}	C_{33}	C_{33}	C_{33}	C_{33}	C_{11}
	[100]	C_{44}	C_{55}	C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}
	[010]		C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}
[110]	[110]		C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}	C_{44}
	[110]			$1/2(C_{11} + C_{12} + 2C_{66})$	$1/2(C_{11} + C_{12} + 2C_{66})$	*	*	$1/2(C_{11} - C_{12})$	$1/2(C_{11} - C_{12})$
	[001]		$1/2(C_{44} + C_{55})$	C_{44}	C_{44}	*	*	$1/2(C_{11} - C_{12})$	$1/2(C_{11} - C_{12})$
[100]	[100]	C_{66}	C_{11}	*	*	C_{11}	C_{11}	C_{11}	*
	[010]		C_{66}	*	*	*	$1/2(C_{11} - C_{12})$	$1/2(C_{11} - C_{12})$	*
	[011]		C_{55}	*	*	*	C_{44}	C_{44}	*
[011]	[011]		*	*	*	*	*	*	*
	[011]		*	*	*	*	*	*	*
	[100]		$1/2(C_{55} + C_{66})$	*	*	*	$1/2(C_{44} + C_{66})$	$1/2(C_{44} + C_{66})$	*
[010]	[010]	C_{22}	C_{22}	C_{44}	C_{11}	*	*	*	*
	[001]		*	C_{44}	C_{44}	*	*	*	*
	[100]		*	C_{66}	C_{66}	*	C_{66}	*	*
[101]	[101]								*
	[101]								*
	[010]	$1/2(C_{44} + C_{66} + 2C_{46})$	$1/2(C_{44} + C_{66})$		$1/2(C_{11} + C_{66})$				*

Примечание. Звездочкой указаны направления, в которых для определения независимых модулей упругости нет необходимости измерять скорости звука.

кубической сингонии достаточно одного направления [110], в кристаллах гексагональной, тригональной и тетрагональной — четырех и только в кристаллах ромбической и моноклиной необходимы измерения во всех шести перечисленных направлениях.

В табл. 3—8 по тем же данным с дополнениями для кристаллов ряда минералов приведены значения модулей упругости при комнатной температуре. Из имеющихся определений выбраны результаты импульсного метода, в ряде случаев приведены все данные.

В последние годы закладываются основы новой теории упругости, краткое изложение которой можно найти, например, в учебнике Г. С. Жданова (1962). Согласно этой теории, тензоры напряжений и деформации уже не считаются симметричными, а максимальное количество констант упругости оказывается равным 45, так как эта теория затрагивает все физические свойства кристаллов, связанные с напряжениями и деформациями (пьезо-

Таблица 3

Упругие константы C_{ij} кристаллов минералов кубической сингонии

Минерал	Упругие константы, $\times 10^{11}$ дин/см ²		
	C_{11}	C_{12}	C_{44}
Алмаз	107.6	12.5	57.6
Галенит	10.2	3.8	2.5
Гранат (альмандин)	30.78	11.23	9.44
Гранат (альмандин-спессартин)	30.73	10.97	9.52
Гранат с 33.5% FeO	32.7	12.4	8.9
28.7 »	27.3	15.7	6.8
28.0 »	22.2	10.4	7.0
26.2 »	22.6	12.6	6.2
23.6 »	21.0	10.3	6.7
21.8 »	19.7	9.0	5.7
22.7 »	19.2	9.9	5.9
Золото	19.234	16.31	4.195
Сильвин	4.032	0.66	0.628
Магнетит	27.5	10.4	9.55
Галит	4.96	1.24	1.29
Пирит	37.51	-4.85	10.14
Серебро	12.299	9.367	4.612
Хромит	32.25	14.37	11.67
Шпинель	30.05	15.37	15.86
Сфалерит	10.0	6.5	3.4
Флюорит	16.44	-5.02	3.47

Таблица 4

Упругие константы C_{ij} минералов тетрагональной сингонии

Минерал	Упругие константы, $\times 10^{11}$ дин/см ²					
	C_{11}	C_{33}	C_{44}	C_{66}	C_{12}	C_{13}
Олово (белое)	8.6	13.3	4.9	5.3	3.5	3.0
Рутил	27.3	48.4	12.5	19.4	17.6	14.9
Циркон	7.35	4.60	1.38	1.60	0.90	1.36

Таблица 5

Упругие константы C_{ij} минералов тригональной сингонии

Минерал	Упругие константы, $\times 10^{11}$ дин/см ²					
	C_{11}	C_{33}	C_{44}	C_{12}	C_{13}	C_{14}
Гематит	24.2	22.8	8.50	5.50	1.60	-1.3
Кальцит	13.74	8.01	3.42	4.40	4.50	-2.03
Кварц	8.683	10.594	5.826	0.709	1.193	-1.806
Корунд	49.6	50.2	20.6	10.9	4.8	3.8
Турмалин	27.0	16.1	6.07	6.91	0.884	-0.775
Висмут	6.35	3.81	1.13	2.47	2.45	0.72

Таблица 6

Упругие константы C_{ij} минералов ромбической сингонии

Минерал	Упругие константы, $\times 10^{11}$ дин/см ²								
	C_{11}	C_{22}	C_{33}	C_{44}	C_{55}	C_{66}	C_{12}	C_{13}	C_{23}
Арагонит . . .	16.0	8.67	8.45	4.14	2.56	4.27	3.73	0.177	1.57
Барит	8.8	7.81	10.38	1.17	2.79	2.55	4.77	2.69	2.89
Сера	2.4	2.05	4.83	0.43	0.87	0.76	1.33	1.71	1.59
Ставролит . . .	34.3	18.5	14.7	4.6	7.0	9.2	6.7	6.1	12.8
Топаз	28.2	34.9	29.5	10.8	13.3	13.10	12.6	8.5	8.80
Целестин	10.44	10.61	12.86	1.35	2.79	2.66	7.73	6.05	6.19
Оливин	32.4	19.8	24.9	6.67	8.10	7.93	5.9	7.9	7.8

Таблица 7

Упругие константы C_{ij} минералов гексагональной сингонии

Минерал	Упругие константы, $\times 10^{11}$ дин/см ²				
	C_{11}	C_{33}	C_{44}	C_{12}	C_{13}
Апатит	16.67	13.98	6.63	1.31	6.55
Берилл	28.73	24.18	7.02	9.91	7.29
β -кварц, 600°	11.66	11.04	3.606	1.67	3.28
Канкринит	5.2	8.26	2.38	0.86	1.24
Лед, -16°	1.385	1.449	0.319	0.707	0.581

Таблица 8

Упругие константы C_{ij} минералов моноклинной и триклинной сингоний

Минерал	Упругие константы, $\times 10^{11}$ дин см ²												
	C_{11}	C_{22}	C_{33}	C_{44}	C_{55}	C_{66}	C_{12}	C_{13}	C_{23}	C_{15}	C_{25}	C_{35}	C_{46}
Мусковит . . .	17.8	—	5.49	1.22	—	6.78	4.24	1.45	—	—	—	—	—
Биотит	18.6	—	5.40	0.58	—	7.68	3.24	1.16	—	—	—	—	—
Флогопит . . .	17.8	—	5.10	0.65	—	7.36	3.02	1.52	—	—	—	—	—
Ортоклас . . .	5.61	14.86	10.26	1.17	1.93	3.43	3.63	2.97	1.12	-0.96	-0.51	-1.45	-0.02
Альбит № 8 . .	19.53	7.40	9.49	70.24	46.94	27.82	-4.79	-3.65	0.29	-2.28	-4.10	4.90	2.92
Олигоклаз № 29	16.17	8.02	9.21	58.15	37.72	34.84	-2.45	-3.50	0.83	2.37	1.23	3.79	0.61
Лабрадор № 46	10.10	15.82	15.10	2.14	3.35	3.70	6.17	4.80	2.60	-0.03	-0.80	-0.96	-0.56
Роговая обманка (парагасит)	11.60	15.99	19.12	5.74	3.18	3.68	4.50	6.15	6.55	-0.44	-0.25	-1.00	-0.60
Диоксид (байкалит)	20.4	17.5	23.8	6.75	5.88	7.05	8.44	8.83	4.82	-1.93	-1.96	-3.36	-1.13
Авгит	18.16	15.07	21.78	6.97	5.11	5.58	7.34	7.24	3.39	-1.99	-1.66	-2.46	-0.43
Авгит (диалаг)	13.39	14.96	21.08	6.39	6.22	5.23	5.69	3.74	3.05	-1.46	-1.42	-1.19	-0.86
Эгирин	18.58	18.13	23.44	6.29	5.10	4.74	6.85	7.07	6.26	-0.98	-0.94	-2.14	-0.77

электричество, магнитострикция, фотоупругость). Изотропное тело характеризуется тремя константами, а не двумя, как в классической теории. Однако экспериментальная проверка этой теории часто дает несогласующиеся данные, поэтому ее пока нельзя считать удовлетворительной.

Таким образом, феноменологическая теория упругости рассматривает кристалл как анизотропное однородное тело, упругие свойства которого не зависят от положения рассматриваемой точки внутри тела и характеризуются совокупностью упругих констант, являющихся функциями термодинамических параметров. Изменение состояния упруго-напряженного кристалла определяется компонентами тензора деформации в окрестностях произвольно выбранной точки кристалла. Оно зависит от действующих на элемент объема сил и конституционных особенностей кристалла. Развитие современной физики твердого тела позволяет быть уверенным, что феноменологическая теория упругости идеальных кристаллов близка к завершению.

Однако реальные кристаллы, особенно кристаллы минералов, несравнимо сложнее идеальных. Они имеют конституционные отклонения от идеальных, слагаются неравномерно развитыми и физически различными элементами (пирамидами нарастания граней, поверхностями нарастания ребер, линиями нарастания вершин, зонами роста, блоками мозаики), имеют двойниковое строение, несут в себе твердые, жидкие и газообразные включения, другие дефекты. Разработка теории упругости реальных кристаллов еще только начинается и не оформилась даже в общих чертах.

Теория упругости применительно к минеральным агрегатам, в частности к горным породам, также требует разработки. К. С. Александров, Б. П. Беликов, Т. В. Рыжова и другие исследователи исходят из представления о полиминеральном агрегате как однофазном макроскопически квазиизотропном теле (Беликов, 1964; Александров, 1967; Беликов и др., 1970, и др.). С этой точки зрения интересны усредненные упругие константы минералов, методика расчета которых на основе представлений В. Фойгта (Voigt, 1910) о равенстве деформаций на границах между зернами и Е. Реусса (Reuss, 1929) о непрерывности напряжений разработана Б. П. Беликовым (1964). Формулы расчета в окончательном виде приведены в табл. 9.

Вычисление усредненных модуля Юнга (E), модуля сдвига G и коэффициента Пуассона μ производится, исходя из следующих соотношений:

$$G = C_{44}; \quad G_2 = \frac{1}{S_{44}};$$

$$E_1 = \frac{\bar{C}_{44}(3\bar{C}_{11} - 4\bar{C}_{44})}{\bar{C}_{11} - \bar{C}_{14}}; \quad E_2 = \frac{1}{S_{11}};$$

Уравнения усреднения по \bar{C}_{il} и S_{il} (по Беликову, 1964)

Сингония	Уравнения
Ромбическая, моноклиническая (триклинная)	$\bar{C}_{11} = \frac{1}{15} (3C_{11} + 3C_{22} + 3C_{33} + 2C_{23} + 2C_{13} + 2C_{12} + 4C_{44} + 4C_{55} + 4C_{66}),$ $\bar{C}_{44} = \frac{1}{15} (C_{11} + C_{22} + C_{33} - C_{12} - C_{13} - C_{23} + 3C_{44} + 3C_{55} + 3C_{66}),$ $S_{11} = \frac{1}{15} (3S_{11} + 3S_{22} + 3S_{33} + 2S_{12} + 2S_{13} + 2S_{23} + S_{44} + S_{55} + S_{66}),$ $S_{44} = \frac{1}{15} (4S_{11} + 4S_{22} + 4S_{33} - 4S_{23} - 4S_{13} - 4S_{12} + 3S_{44} + 3S_{55} + 3S_{66})$
Тетрагональная	$\bar{C}_{11} = \frac{1}{15} (6C_{11} + 3C_{33} + 4C_{13} + 2C_{12} + 8C_{44} + 4C_{63}),$ $\bar{C}_{44} = \frac{1}{15} (2C_{11} + C_{33} - C_{12} - 2C_{13} + 6C_{44} + 3C_{63}),$ $S_{11} = \frac{1}{15} (6S_{11} + 3S_{33} + 2S_{12} + 4S_{13} + 2S_{44} + S_{63}),$ $S_{44} = \frac{1}{15} (8S_{11} + 4S_{33} - 8S_{13} - 4S_{12} + 6S_{44} - 3S_{63})$
Гексагональная и тригональная	$\bar{C}_{11} = \frac{1}{15} (8C_{11} + 3C_{33} + 4C_{13} + 8C_{44}),$ $\bar{C}_{44} = \frac{1}{30} (7C_{11} - 5C_{12} - 4C_{13} + 2C_{33} + 12C_{44}),$ $S_{11} = \frac{1}{15} (8S_{11} + 3S_{33} + 4S_{13} + 2S_{44}),$ $S_{44} = \frac{2}{15} (7S_{11} - 5S_{12} - 4S_{13} + 2S_{33} + 3S_{44}),$
Кубическая	$\bar{C}_{11} = \frac{1}{5} (3C_{11} + 2C_{12} + 4C_{44}),$ $\bar{C}_{44} = \frac{1}{5} (C_{11} - C_{12} + 3C_{44}),$ $S_{11} = \frac{1}{5} (3S_{11} + 2S_{12} + S_{44}),$ $S_{44} = \frac{1}{5} (4S_{11} - 4S_{12} + 3S_{44})$

$$\bar{E} = \frac{1}{2} (\bar{E}_1 + \bar{E}_2); \quad \bar{G} = \frac{1}{2} (G_1 - \bar{G}_2);$$

$$\mu = \frac{\bar{E}}{2\bar{G}} - 1.$$

Усредненные значения констант упругости ряда минералов приведены в табл. 10. Эти цифры позволяют производить сравнение

Таблица 10

Усредненные упругие константы некоторых минералов
(по Беликову, 1964)

Минерал	Модуль Юнга E , $\times 10^6$ кг/см ²	Модуль сдвига G , $\times 10^6$ кг/см ²	Модуль объемного сжатия χ , $\times 10^6$ кг/см ²	Коэффициент Пуассона μ
Мусковит	8.04	3.23	5.32	0.25
Флогопит	6.80	2.67	5.59	0.29
Биотит	6.97	2.79	5.14	0.28
Нефелин	7.74	3.12	5.08	0.24
Ортоклаз	6.30	2.44	5.24	0.29
Микроклин-пертит	7.48	2.93	5.57	0.28
Альбит № 8	7.51	3.00	5.52	0.27
Олигоклаз № 29	7.72	2.98	6.54	0.29
Лабрадор № 46	8.87	3.46	7.67	0.28
Парагасит	11.02	4.31	8.89	0.29
Диопсид	16.04	6.36	11.36	0.26
Авгит	14.37	5.78	9.50	0.24
Авгит (диаллаг)	14.51	6.00	8.46	0.21
Эгирин	14.69	5.75	11.18	0.28
Оливин	21.67	8.67	13.12	0.24
Гранат (альмандин)	24.28	9.55	17.51	0.27
Гранат (спессартин— альмандин)	24.35	9.63	17.72	0.26
Кварц	9.64	4.44	3.70	0.085
Кальцит	8.45	3.32	7.19	0.28

кристалломеханических свойств минералов и мономинеральных горных пород.

§ 4. Пластические деформации кристаллов

Пластическими деформациями называются остаточные деформации твердых тел, возникающие при линейных или объемных нагрузках, превышающих предел упругости, и сопровождающиеся течением вещества без нарушения его сплошности. Одной из важнейших особенностей пластических деформаций является их необратимость. Пластическая деформация представляет собой следующую за упругой (т. е. вторую) стадию многостадийного про-

цесса деформации кристалла при постоянно увеличивающейся нагрузке. Однако резкую границу между упругой и пластической деформацией провести нельзя.

У реальных кристаллов вслед за упругими обратимыми изменениями, подчиняющимися закону Гука, нередко фиксируются обратимые деформации, но имеющие другую природу. Они не подчиняются закону Гука. Эти неупругие обратимые изменения иногда называют несовершенной упругостью, которая характеризуется запаздыванием деформаций при изменении напряжений или, наоборот, опережением деформаций. Предполагается, что она вызвана движением атомов (ионов) в кристалле, обусловленным сочетанием разнообразных элементарных процессов диффузии, вызванной выравниванием температурных флуктуаций; микроскопической и макроскопической диффузии атомов, вызванной неоднородным распределением чужеродных атомов; диффузии, вызванной анизотропным распределением атомов, возникающим под действием напряжений; диффузии, связанной с упорядочением структуры кристалла; магнитной диффузии и т. п. (Классен-Неклюдова, 1960а).

Еще одним из видов неупругих обратимых процессов является образование в напряженных кристаллах упругих двойниковых прослоек с обратимой переориентацией областей кристаллической решетки.

Таким образом, несовершенная упругость и упругое двойникование — явления переходные от упругой к пластической деформации. По своей природе они более близки к пластической деформации и могут классифицироваться как обратимая пластическая деформация (Классен-Неклюдова, 1960а).

Интервал напряжений, в котором кристалл деформируется пластически, для кристаллов различных минералов неодинаков и изменяется от очень узкого, практически нулевого (хрупкие кристаллы), до весьма широкого (пластичные кристаллы). Однако, варьируя условиями эксперимента, можно добиться пластического течения любого кристаллического вещества.

Механизм пластической деформации довольно сложен и неодинаков для кристаллов различных минералов, деформируемых в одних и тех же условиях, или для кристаллов одного и того же минерала в разных условиях деформации. Согласно современным экспериментальным данным, пластическая деформация кристаллов может происходить следующими способами (Классен-Неклюдова, 1960а):

- 1) простым трансляционным скольжением одних частей кристалла относительно других по системе кристаллографически фиксированных плоскостей скольжения;

- 2) сложным скольжением, вовлекающим в действие несколько систем скольжения и вызывающим образование сбросов, пластин

и полос деформации и других сложно деформированных областей, ранее называвшихся иррациональными двойниками;

3) механическим двойникованием с изменением внешней формы кристалла и с симметричной переориентировкой областей кристаллической решетки;

4) механическим двойникованием без изменения внешней формы кристалла, но с двойниковой перестройкой кристаллической решетки;

5) самодиффузией атомов (ионов), образующих решетку кристалла, проявляющейся при очень малых скоростях деформации либо при температурах, близких к температуре плавления кристалла (например, ползучесть металлов).

Выделяется, кроме того, ряд явлений, родственных пластической деформации и характеризующих перестройку текстуры деформированных кристаллов в процессе их «отдыха» после пластической деформации (полигонизация, рекристаллизация).

Наиболее существенные черты пластической деформации кристаллов можно отразить рядом общих положений:

1) процессы пластической деформации кристаллов кристаллографически строго фиксированы;

2) положение направлений и плоскостей разрушения в кристалле определяется прежде всего характером связи между его структурными элементами, т. е. конституцией кристалла;

3) пластическая деформация приводит к значительному изменению свойств кристаллических веществ, однако даже при самых больших степенях деформации кристаллическое состояние и тип кристаллической структуры сохраняются, пластически деформированный кристалл находится в состоянии метастабильного равновесия.

Трансляционное скольжение. Впервые наиболее детально механизм пластической деформации рассмотрел О. Мюгге (Mügge, 1898), установив его как механизм чистого трансляционного скольжения, т. е. смещения одних частей кристалла относительно других без нарушения связи между ними. Интенсивные исследования последних лет (см. например, обзоры Классен-Неклюдовой, 1960а и Инденбома, 1960) показали, что процесс реального скольжения несколько отличается от классической схемы О. Мюгге, сопровождаясь сжатием кристалла по одну сторону плоскости скольжения и растяжением по другую, изгибом плоскостей и некоторой разориентировкой блоков. Однако основы положения о системах скольжения остаются верными и учитываются в современном представлении о механоориентационных явлениях (Степанов, 1953; Классен-Неклюдова, 1960а; Мокиевский и Афанасьев, 1968).

Рассмотрим пластическую деформацию механически изотропного вещества (например, аморфного), свойства которого статистически уравниваются во всех направлениях и поэтому изотропны. Геометрические особенности скольжения при однородной дефор-

мации могут быть охарактеризованы с помощью эллипсоида деформации.

Вырезанный из изотропного вещества шар радиусом R под действием одностороннего давления P превращается в трехосный эллипсоид, называемый эллипсоидом деформации (рис. 8.). Оси эллипсоида a (наибольшая), b (средняя) и c (наименьшая) взаимно перпендикулярны, причем средняя ось b равна радиусу шара. На рисунке она перпендикулярна чертежу. Эллипсоид имеет два

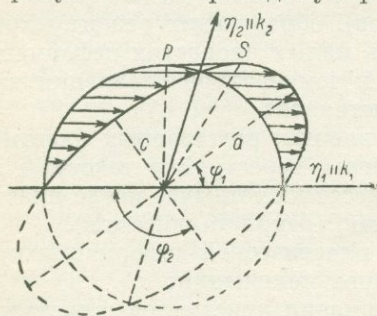


Рис. 8. Эллипсоид деформации.

k_1 — след кругового сечения, совпадающего с плоскостью сдвига; k_2 — след второго кругового сечения; η_1 — направление смещения; η_2 — направление максимального углового смещения.

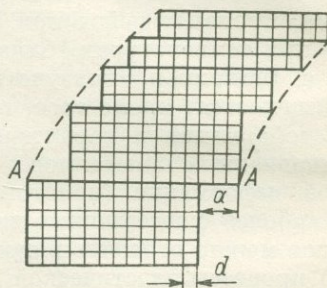


Рис. 9. Схема трансляционного скольжения (схема Иоффе).

$A-A$ — линия скольжения; $a=nd$, где a — кристаллографический сдвиг, d — величина вектора трансляции, n — целое число.

круговых сечения, одно из них совпадает с плоскостью сдвига k_1 , второе круговое сечение k_2 располагается симметрично первому относительно осей эллипсоида a и c . Перпендикулярно k_1 и параллельно направлению скольжения η_1 проходит плоскость перемещения частиц или плоскость скольжения (на рис. 8 она совпадает с плоскостью чертежа), направление η_2 является направлением наибольшего углового изменения (направлением скольжения). Величину перемещения характеризует отрезок PS , т. е. передвижение точки P , удаленной от плоскости скольжения на $r=1$:

$$PS = \frac{2}{\operatorname{tg} 2\varphi_1} = a - c.$$

Положения круговых сечений в изотропных телах определяются лишь направлением давления.

В кристаллах плоскости скольжения строго кристаллографически фиксированы, и характер деформации не столько зависит от направления приложенной силы, сколько от положения плоскостей скольжения и направления скольжения.

Систему скольжения образуют плоскость скольжения $\{hkl\}$ и направление скольжения $[mnp]$, т. е. плоскости и направления с на-

именьшим сопротивлением сдвигу. В структуре кристаллов плоскостями скольжения обычно являются плоскости, наиболее густо усеянные атомами и имеющие наибольшее межплоскостное расстояние (обычно это плоскости кристалла с высокой степенью симметрии), направлениями скольжения — направления с наименьшим межатомным расстоянием. Скольжение вдоль этих плоскостей и направлений осуществляется наиболее легко, так как происходит при минимальном нарушении в расположении атомов. Смещение кристаллических слоев может происходить как в данном направлении, так и в противоположном (соответственно растяжению или сжатию кристалла). Макроскопически пластическая деформация скольжением происходит путем смещения тонких кристаллических слоев по элементам скольжения (рис. 9). Величина смещения при трансляционном скольжении может быть различной в зависимости от степени деформации, но обязательно кратной параметру решетки. Поэтому при идеальном трансляционном скольжении сместившиеся кристаллические слои не выходят из положения полного взаимного соответствия, и кристаллическая решетка не нарушается. На поверхности деформированного образца возникают выступы в виде ступенек (штриховка скольжения).

В зависимости от симметрии и структуры кристалла возможно несколько систем скольжения, которые легко установить из анализа структуры минерала. В «Системе минералогии» группы американских авторов (Дж. Дэна и др.) и советском справочнике «Минералы» содержатся данные по скольжению для многих минеральных видов. Сводка данных имеется в работах М. В. Классен-Неклюдовой (1960б) и Д. П. Григорьева (1961). Примеры систем скольжения для некоторых минералов приведены в табл. 11.

В кубических кристаллах с гранцентрированной решеткой плоскостью скольжения обычно является грань октаэдра $\{111\}$, направлением скольжения — пространственная диагональ $\{111\}$, в гексагональных кристаллах плоскость T совпадает с плоскостью пинакоида $\{0001\}$, а направлением t может быть одна из трех осей, лежащих в плоскости базиса. Известны случаи, когда кристалл имеет одну плоскость скольжения, но ряд направлений t (например, галенит, слюды, гипс, синтетический рубин и др.).

Скольжение материала в кристалле по данной системе скольжения начинается лишь тогда, когда скальвающее напряжение достигает критического значения τ_k . По экспериментальным данным нормальное напряжение σ не оказывает существенного влияния на сопротивление скольжению.⁴ В зависимости от характера и линии действия силы скольжение происходит под одной из нес-

⁴ Нормальные напряжения начинают влиять на сопротивление скольжению при очень больших гидростатических давлениях, порядка десятков тысяч атмосфер.

Элементы скольжения некоторых минералов

Минерал	Сингония	Элементы скольжения		Критическое скальвающее напряжение τ_0 , кГ/мм ²	
		{T}	{H}		
Графит	Гексагональная	0001	10 $\bar{1}$ 0		
Медь	Кубическая	111	$\bar{1}$ 10	0.100	
Серебро	То же	111	$\bar{1}$ 10	0.060	
Золото	» »	111	$\bar{1}$ 10	0.092	
	» »	110	}		
Железо	» »	112		$\bar{1}$ 11	
	» »	123			
Антимонит	Ромбическая	010	001		
Галенит	Кубическая	100	110		
	То же	100	100		
Молибденит	Гексагональная	0001	10 $\bar{1}$ 0		
Рутил	Тетрагональная	110	001		
Слюда	Моноклиная	001	100		
Вольфрамит	То же	001	110		
	» »	100	?		
	» »	010	?		
Ангидрит	Ромбическая	001	010		
	То же	012	100		
Барит	» »	001	100		
	» »	001	011		
Гипс	Моноклиная	010	001		
	То же	010	301		
Арагонит	Ромбическая	010	100		
Кальцит	Тригональная	01 $\bar{1}$ 2	123		
Галит	Кубическая	110	110	0.20	
Флюорит	То же	100	110		

кольких возможных систем скольжения. Действующей будет та система, для которой величина напряжения сдвига достигает максимального значения. Скальвающее напряжение в плоскости T , нормаль которой расположен под углом φ к направлению действия силы F , а направление скольжения t составляет угол ψ с направлением F (рис. 10), определится как

$$\tau_k = \frac{F}{S_0} \cos \varphi \cos \psi \quad (\text{закон скальвающих напряжений}).$$

Следовательно, максимальные скальвающие напряжения приурочены к плоскостям, составляющим с линией действия силы угол в 45° . Это оптимальный угол скальвающего напряжения. С помощью приведенной формулы легко найти действующую систему скольжения как аналитически, так и геометрически. Геометрический способ сводится к построению на стереографической проекции линии пересечения сферы и конуса максимальных скальваю-

щих напряжений с осью, совпадающей с направлением силы F и образующей угол в 45° (конус оптимального угла скалывания). Сила, которую надо приложить к кристаллу для достижения критического скалывающего напряжения, определяется формулой

$$F = \frac{\tau_k S_0}{\cos \varphi \cos \psi}.$$

Скольжение происходит по серии параллельных плоскостей системы, удаленных друг от друга на очень незначительные расстояния (пачки скольжения), причем те части, которые лежат между этими пачками, почти не подвергаются деформации. Обычно около точки приложения сосредоточенной нагрузки можно наблюдать три области с различной плотностью реализованных плоскостей скольжения: а) центральную, имеющую вид «облака», где линии выходов на грань плоскостей скольжения трудно выделить даже при больших увеличениях; б) область с хорошо видимыми разделенными линиями скольжения и в) внешнюю область с редкими линиями скольжения. Плотность плоскостей скольжения убывает также и вглубь от точки приложения силы на поверхности кристалла.

Понятие о дислокациях и дислокационный механизм скольжения. Для объяснения механизма трансляционного скольжения долгое время привлекался жесткий сдвиг или модель напильника, разработанная Я. И. Френкелем. По этой модели скольжение происходит путем жесткого смещения одной части кристалла относительно другой сразу по всей плоскости скольжения (рис. 11). Связь между смещением и напряжением в первом приближении описывается следующей зависимостью:

$$\tau = \frac{bG}{d2\pi} \sin \frac{2\pi x}{b},$$

где τ — сопротивление сдвигу; b — межатомное расстояние в направлении сдвига; d — расстояние между атомными плоскостями; G — модуль сдвига, равный в кубических кристаллах упругой постоянной C_{44} при смещении плоскостей $\{100\}$ в направлениях $[100]$; x — смещение атомов от положения равновесия.

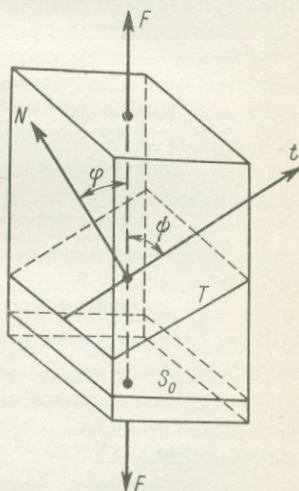


Рис. 10. Разложение растягивающей силы на скалывающую и нормальную компоненты и система скольжения в кристалле.

Критическое скалывающее напряжение достигает максимального значения при $x = \frac{b}{4}$:

$$\tau_k = \frac{b}{d} \frac{G}{2\pi}.$$

Полагая $b = d$, получим

$$\tau_k = \frac{G}{2\pi},$$

т. е. критическое скалывающее напряжение оказывается равным примерно 1/6 от модуля сдвига. Введение поправок на характер сил взаимодействия между атомами и на возможность возникно-

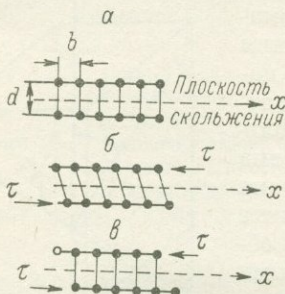


Рис. 11. Схема жесткого сдвига.

а — равновесное расположение атомов в атомных плоскостях, прилегающих к плоскости скольжения; б — постепенное смещение одной плоскости относительно другой под действием внешнего напряжения τ ; в — нижняя атомная плоскость, сместившаяся относительно верхней атомной плоскости на одно атомное расстояние.

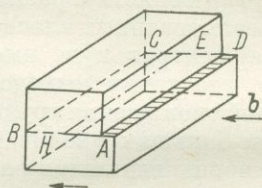


Рис. 12. Сдвиг, создающий краевую дислокацию HE.

Стрелки — направление перемещения дислокаций.

вения при сдвиге других механически устойчивых конфигураций атомных плоскостей в решетке приводит к значению $\tau_k = \frac{G}{30}$.

Однако сравнение экспериментальных значений τ_k с теоретически вычисленными по вышеприведенной формуле показывает, что теоретическая прочность кристаллов оказывается на 3—4 порядка выше экспериментальной. Можно было бы считать, что тепловое движение атомов снижает критическое скалывающее напряжение, но даже при абсолютном нуле критическое скалывающее напряжение в тысячу раз меньше значения, вычисленного по модели напильника. Это приводит к мысли, что сдвиг в кристаллах нельзя трактовать путем простого распространения теории упругости на случай больших деформаций. Вероятно, необходимо исходить из каких-то нарушений идеальной структуры, существующих в реальных кристаллах и являющихся причиной наблюдаемых пластических свойств.

В 1926 г. была опубликована работа И. В. Обреимова и Л. В. Шубникова (1926), которые показали образование в кристаллах незавершенных (несквозных) сдвигов, и на основании этих экспериментальных данных И. В. Обреимов выдвинул гипотезу о возникновении в деформированных кристаллах атомного нонуса, т. е., согласно современной терминологии, дислокаций. В 1934 г. одновременно и независимо друг от друга Е. Орован (Orvan, 1934), М. Поляни (Polanyi, 1934) и Дж. Тейлор (Taylor, 1934) также пришли к выводу о дислокационном механизме трансляционного скольжения, причем Дж. Тейлор в своей работе прямо ссылается на эксперименты И. В. Обреимова как на основу для своих теоретических построений. Эта остроумная, построенная чисто умозрительно гипотеза была успешно развита трудами многих ученых (Конторова и Френкель 1938; Классен-Неклюдова, Конторова, 1944.; Классен-Неклюдова, 1960а; Read, 1953; Степанов, 1954; Инденбом, 1958, 1960; Классен-Неклюдова и Урусовская, 1968)⁵ и блестяще подтверждена экспериментальными данными, превратившись в строгую стройную теорию.

Дислокациями называются нарушения структуры кристалла, захватывающие в каждый момент лишь относительно небольшое количество атомов и способные перемещаться при определенно созданных условиях. Возможны два вида дислокаций — краевая (линейная) и винтовая, в комбинации они образуют криволинейную (так называемую смешанную) дислокацию.

Сущность краевой дислокации ясна из рис. 12, иллюстрирующего сдвиг соседних атомных слоев на одно межатомное расстояние в правой части плоскости $AHED$, тогда как в левой части плоскости $HBCE$ этого не произошло. Граница HE , отделяющая эти части плоскости, и представляет собой краевую дислокацию. Вектор d называется вектором сдвига или вектором Бюргера и характеризует степень развития скольжения в плоскости $AHED$. Краевой дислокации соответствует такое расположение атомов, когда в объеме кристалла одна из атомных плоскостей оборвана или, как говорят, введена лишняя атомная плоскость OM , называемая экстраплоскостью (рис. 13). Поэтому ряд 1, лежащий над плоскостью сдвига, содержит на один атом больше, чем подстилающий его ряд 2. Наиболее сильные искажения сосредоточены в непосредственной близости от центра дислокации O . Искажения уменьшаются по мере удаления от центра и уже на расстоянии нескольких атомных диаметров настолько малы, что кристаллы имеют почти совершенную структуру. Область максимальных искажений вблизи центра дислокации называется ядром дислокации, а область вдали от центра ядра, где деформации настолько малы, что к ним можно применять теорию упругости, — упругой областью.

⁵ Полный список литературы можно найти в библиографических указателях «Дислокации в кристаллах» (1959, 1966), хороший обзор теории дислокаций дан А. Коттрелом (1969).

Если дополнительная плоскость вводится в верхнюю часть решетки, как это изображено на рис. 13, дислокация считается положительной, если в нижнюю часть — отрицательной. Под единичной дислокацией понимают дислокацию, у которой параметр b равен постоянной решетки, прохождение такой дислокации через сечение кристалла вызывает смещение его частей на величину b .

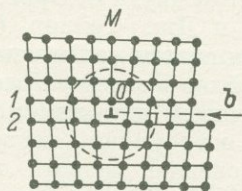


Рис. 13. Расположение атомов в плоскости, перпендикулярной краевой дислокации.

Окружностью ограничена область, в которой атомы смещены из положения равновесия.

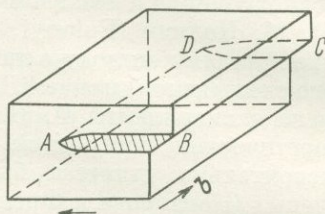


Рис. 14. Сдвиг, создающий винтовую дислокацию AD .

Стрелки — направление перемещения дислокаций.

Винтовые дислокации иллюстрируются рис. 14. Этот вид дислокаций образуется границей AD между смещенной и не смещенной частями плоскости в том случае, если эта граница параллельна вектору сдвига b . В области этой границы атомы верх-

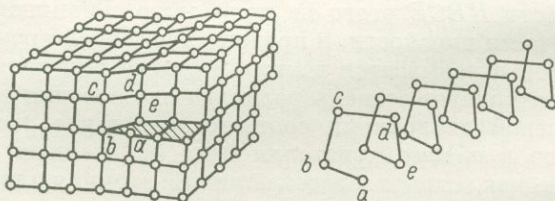


Рис. 15. Расположение атомов в винтовой дислокации.

ней плоскости смещены относительно атомов нижней плоскости тем сильнее, чем дальше они отстоят от границы AD , которая является осью дислокации. Перемещение от одного атома к другому в области винтовой дислокации происходит по винтовой линии (рис. 15); по направлению винта различают соответственно правую и левую винтовые дислокации. Шаг винта может составлять от одного до нескольких межатомных расстояний на один оборот.

Криволинейные смешанные дислокации характеризуются тем, что область сдвига ограничивается кривой

линией (рис. 16), различные участки которой образуют разные углы с вектором Бюргерса \mathbf{b} . Те участки смешанной дислокации, которые перпендикулярны \mathbf{b} , являются краевыми дислокациями, параллельные \mathbf{b} — винтовыми. Остальные участки можно считать частично краевыми и винтовыми. В последние годы благодаря развитию экспериментальной техники, в первую очередь электронной микроскопической, оказалось возможным проводить прямые наблюдения дислокаций (Амелинкс, 1968).

Непосредственное наблюдение атомных плоскостей осуществляется электронномикроскопическим просвечиванием тонкой кристаллической пленки-фольги. На снимках ряда веществ оказываются видимыми следы плоскостей, в которых располагаются атомы. Приведенное на рис. 17, а схематическое изображение электронномикроскопического снимка пленки платинового фталоцианина показывает наличие экстроплоскости $D = 12\text{Å}$. Подготовка кристаллических пленок толщиной порядка 5000Å , прозрачных для электронов, производится химической или электролитической полировкой вырезанных из образца пластинок толщиной $0.10\text{—}0.15\text{ мм}$.

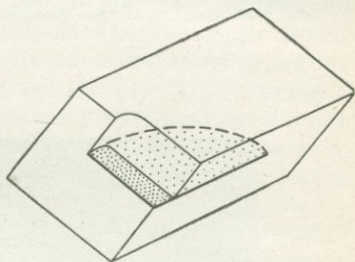


Рис. 16. Схема криволинейной смешанной дислокации.

В ряде случаев удается реализовать предсказанную А. В. Шубниковым (1940) возможность наблюдения дислокаций по картине муара, образующейся при наложении с небольшим углом поворота двух кристаллических пластинок (взаимное наложение искаженной и неискаженной кристаллических решеток).

Очень эффективен метод декорирования. Он основан на том, что элементарную дислокацию, несмотря на ее ничтожные размеры, можно сделать видимой введением и осаждением на дислокациях примесей. Наблюдение производится под микроскопом с иммерсионно-масляным объективом при большом окулярном увеличении. Методика декорирования детально изложена в статье С. Амелинкса (1960). Фотография декорированного кристалла корунда с неправильной сеткой дислокаций и пример замкнутой петли приведены на рис. 17, б, в.

Однако наиболее быстро и показательно дислокации в кристалле могут быть выявлены методом травления. Специально подобранные травители воздействуют в первую очередь на участки с наиболее сильно искаженной решеткой, так как атомы в них, обладая избыточной энергией, химически более активные. Эти участки и являются выходами дислокаций на грани кристалла. Они служат зародышами ямок травления (рис. 17, г, д). На особенностях метода травления мы еще раз более детально остановимся в главе III.

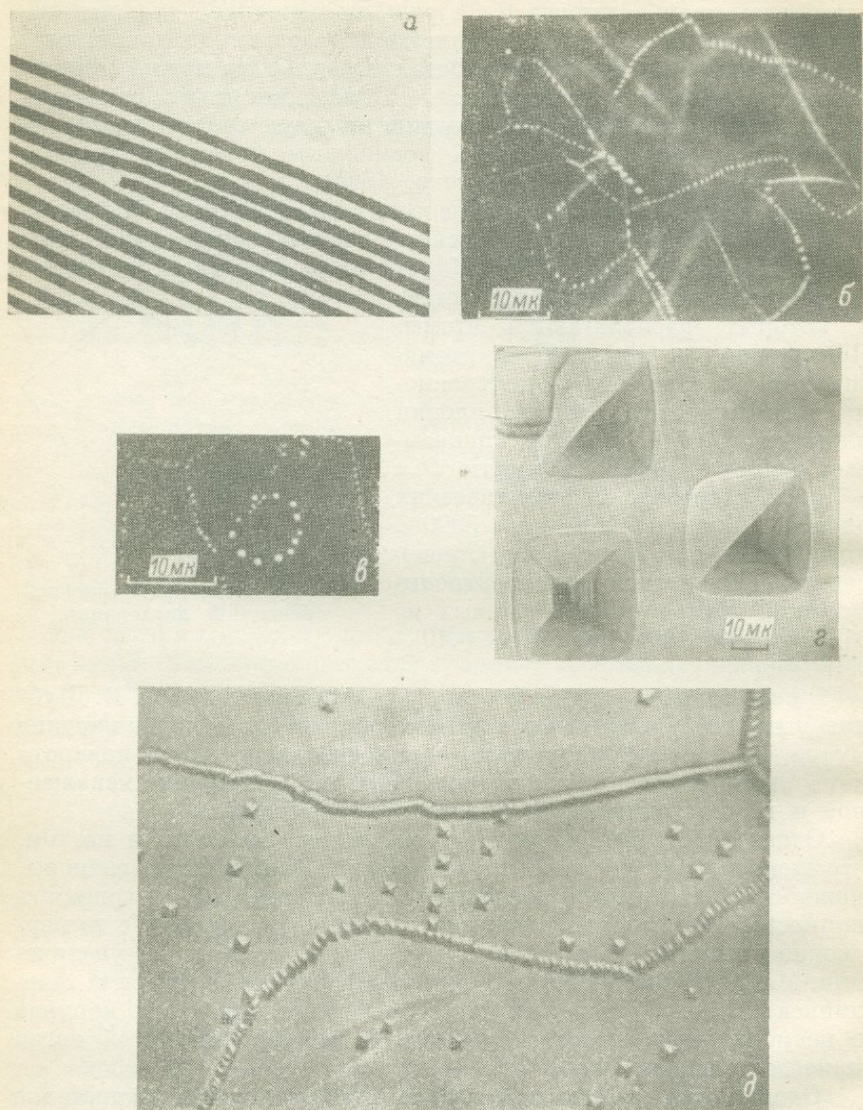


Рис. 17. Обнаружение дислокаций различными методами.

a — схематическое изображение электронограммы, полученной с тонкой пленки платинового фталоцианина (темные полосы — следы расположения атомов платины); *б* — неправильная сетка дислокаций в кристалле искусственного рубина, выявленная методом декорирования (по Кляя, Чернышевой, 1966); *в* — дислокационная петля в кристалле рубина, выявленная двойным декорированием (по Кляя, Чернышевой, 1966); *г* — ямки травления на поверхности кристалла образованные в местах выхода краевых и винтовых дислокаций (ширкая левая ямка соответствует винтовой дислокации, остальные — краевым дислокациям) (по Гилману и Джонстону, 1960); *д* — ямки травления на поверхности скола по спайности кристалла LiF, отражающие зоны дислокаций (по Гилману, Джонстону, 1960).

Из других методов исследования дислокаций можно отметить поляризационно-оптический, основанный на выявлении местных искажений вокруг дислокаций по двойному лучепреломлению, и различные приемы рентгенографии (например, метод Ланга). Поляризационно-оптический метод (метод фотоупругости) успешно применяется в Институте кристаллографии АН СССР. Розетки двупреломления, отражающие концентрацию напряжений вокруг дислокаций, хорошо видны в тонких срезах кристалла, просматриваемых в инфракрасном или обычном поляризованном свете (Индембом, Никитенко, 1962).

Интересен вопрос об источниках дислокаций. Установлено, что дислокации имеются в любом кристалле, они возникают в процессе роста любого реального кристалла. Плотность их лежит обычно в пределах от 10^2 до 10^8 см⁻². Дислокационную природу имеют, в частности, границы блоков с малым углом разориентировки. Различные физические воздействия на кристалл (холодная прокатка, волочение, высокочастотная вибрация и т. п.) увеличивают плотность дислокаций, в которых концентрируется почти вся энергия, поглощенная кристаллом. Поэтому наблюдаются колоссальные, в тысячи и десятки тысяч раз, увеличения плотности дислокаций в пластически деформированных кристаллах. Дислокации, образовавшиеся при росте, как показали экспериментальные исследования, часто не принимают участия в деформации кристаллов, и обычно легче создаются новые дислокации, чем сдвигаются с места старые.

Дислокации не являются стабильными дефектами структуры, они могут передвигаться, мигрировать в объеме кристалла. Различают два вида движения дислокаций: переползание и скольжение.

Переползанием называется движение дислокации вверх или вниз по отношению к плоскости скольжения, выражающееся в удлинении или укорочении экстраплоскости. Переползание может осуществляться как путем перехода отдельных атомов из кристалла на границу экстраплоскости (рис. 18, а), так и в результате обратного процесса — удлинения вакансий из внутренних областей кристалла (рис. 18, б).

Скольжением называется движение дислокации в самой плоскости скольжения от одного узла решетки к другому. При этом атомы ядра дислокации несколько перемещаются, а экстраплоскость соединяется с атомной плоскостью, находящейся под плоскостью скольжения. Соседняя атомная плоскость становится в свою очередь экстраплоскостью (рис. 19). Так, если дислокация, возникшая у одной грани кристалла, пройдет через весь кристалл к его противоположной грани, верхняя половина кристалла сместится относительно нижней на параметр решетки. Скольжение краевой дислокации часто уподобляют перемещению складки по ковру: при перемещении складки, которая осуществляется легче,

чем перемещение всего ковра, имеет место и некоторый сдвиг ковra в целом.

Механическая прочность кристаллов, как показали исследования физиков, зависит именно от дислокаций.

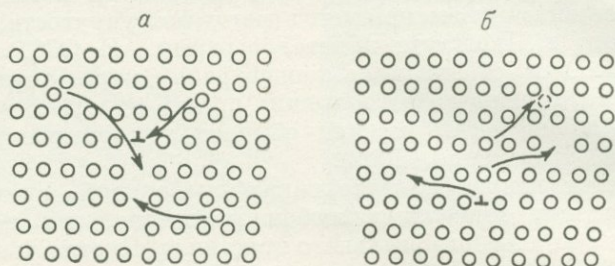


Рис. 18. Переползание дислокации путем добавления (а) или удаления (б) атомов из лишней экстраплоскости.

Сущность трансляционного скольжения как одного из видов пластической деформации раскрывает проведенный анализ скольжения дислокаций. Если краевая дислокация пройдет по плоскости скольжения через весь кристалл, то произойдет его сдвиг в атомном масштабе. Расчет показывает, что для

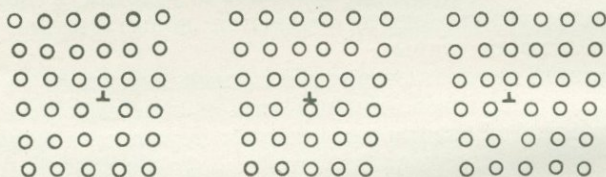


Рис. 19. Скольжение дислокаций.

сдвига с места дислокации необходимо так называемое стартовое касательное напряжение $\tau_{ст}$, которое оценивается формулой

$$\tau_{ст} = \frac{2Ge^{\frac{-2\pi b}{d(1-\nu)}}}{1-\nu},$$

где G — модуль сдвига; ν — коэффициент Пуассона; b — расстояние между атомами в направлении сдвига; d — расстояние между соседними плоскостями скольжения. При $b=d$ и $\nu=0.3$

$$\tau_{ст} \approx 3 \cdot 10^{-4}G,$$

что примерно совпадает с экспериментальными значениями критического скалывающего напряжения τ_k . Это объясняет противо-

речие между теоретической и практической прочностью кристалла на сдвиг, возникающее при анализе «модели напильника».

Однако, если через кристалл пройдет одна дислокация, она, во-первых, сдвинет его части лишь на одно межатомное расстояние, а во-вторых, даже прохождение всех имеющихся в кристалле дислокаций привело бы к их истощению, т. е. к переводу кристалла в совершенное состояние. Это противоречит опыту, так как с ростом степени деформации, наоборот, искажение решетки растет, а следовательно, растет и плотность дислокаций. Смещение частей кристалла по одной плоскости скольжения оказывается в 10^2 — 10^3 раз больше межатомного расстояния. В настоящее время принято считать, что трансляционное скольжение можно рассматривать как результат прохождения вдоль плоскостей скольжения большого количества одинаковых дислокаций, генерирующихся в процессе пластической деформации под действием внешних сил, приложенных к кристаллу. Механизм генерирования дислокаций путем размножения «закрепленной дислокации», предложенный в 1950 г. Ф. Франком и В. Ридом, носит название источника Франка—Рида (Read, 1953).

Источником Франка—Рида служит отрезок дислокации DD' (рис. 20, а), закрепленный на концах скоплениями примесей, узлами дислокационных сеток и т. п. Этот отрезок не может скользить в плоскости скольжения параллельно самому себе, когда к кристаллу приложено внешнее напряжение, он выгибается в дугу (рис. 20, б). Если дислокация принимает форму полуокружности, то постоянно растущее напряжение достигает максимального значения, а сама такая дислокация будет частично винтовой, частично краевой, но на большей части — смешанного типа. В дальнейшем дислокационная петля развивается уже самопроизвольно путем образования двух спиралей (рис. 20, в). Спирали в процессе своего развития встречаются (рис. 20, г), и это приводит к разделению дислокации на две. Внешняя дислокация замыкается вокруг начальной в виде наружной окружности, а внутренняя занимает первоначальное положение DD' (рис. 20, д). Наружная дислокация производит сдвиг на параметр решетки, а внутренняя под действием того же приложенного напряжения вновь выгибается, генерируя новую дислокацию. И так дислокация размножается до тех пор, пока не будет снято внешнее напряжение или пока противодействующие поля напряжений от порожденных дислокаций не превысят внешнее напряжение, действующее на источник (когда генерированные дислокации «душат» свой источник).

А. А. Предводителев и др. (1967) показали, что размножение дислокаций возможно лишь при напряжениях, превышающих предел текучести материала, хотя движение их может происходить и при меньших напряжениях. Предел текучести, таким образом, соответствует тому напряжению, при котором преодолеваются практически все потенциальные барьеры пластической деформации.

Источник Франка—Рида является только одним из возможных механизмов движения дислокаций. Механизм, предложенный Дж. Келером (Kochler, 1950) и Е. Ороуаном (Orowan, 1954), рассматривает образование новых дислокационных петель следом за движущейся дислокацией в результате многократного поперечного скольжения винтовых дислокаций (рис. 21). Этот механизм получил всеобщее признание после экспериментального его подтверждения Дж. Гилманом и В. Джонстоном (1960).

Пока трудно предположить, какой механизм размножения дислокаций более универсален.

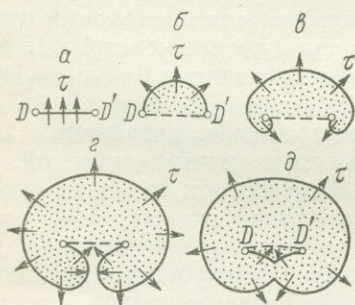


Рис. 20. Последовательность стадий работы источника Франка—Рида.

Вполне определенным можно считать сами факты размножения дислокаций и движения дислокационных петель по плоскости скольжения, которые иллюстрируются зарисовками с микрофотографий (рис. 22, а—з). На рис. 22, в, з прослеживается процесс движения дислокационной петли в кристалле германия, которая при увеличении напряжения постепенно перемещается от положения а к положению в и далее к с (с пространственной схемой полупетель). То же самое показано и для кристалла фтористого лития (рис. 22, д, е). Размножение дислокаций в кристалле германия четко видно на рис. 22, ж. Кристалл протравливался дважды. При первом травлении была обнаружена лишь одна дислокационная петля в плоскости скольжения, фиксированная двумя большими ямками, но, как выяснилось повторным травлением, эта петля многократно размножалась.

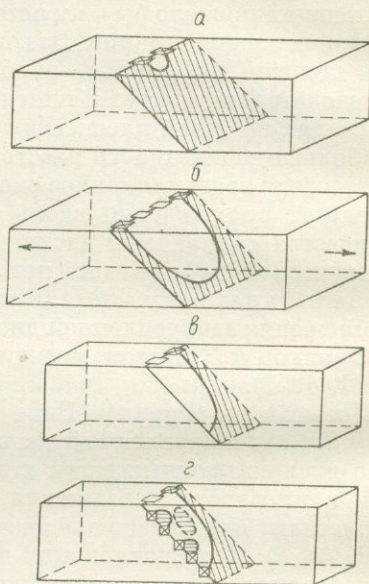


Рис. 21. Механизм размножения дислокаций Гилмана—Джонстона.

а — исходная полупетля; б — расширяющаяся полупетля при наблюдении ее с верхней поверхности; в — кристалл, расколотый через петлю; г — кристалл, протравленный после раскалывания (выявлены новые петли, не видимые на верхней поверхности).

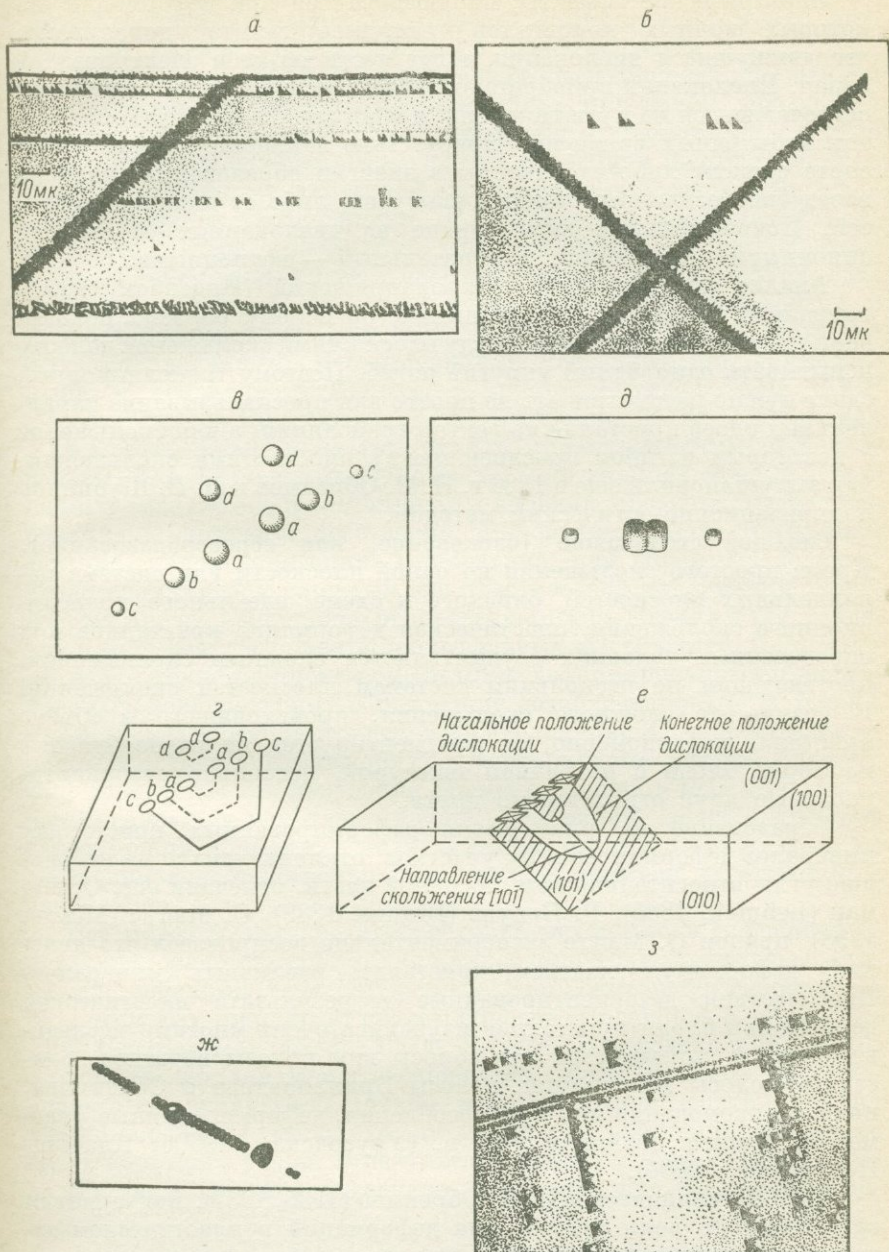


Рис. 22. Дислокации в плоскостях скольжения кристаллов и их движение. *a, б* — дислокации в плоскостях скольжения LiF; *в, г* — дислокационные ямки травления и схема дислокационных полупетель в кристалле германия; *д, е* — дислокационные ямки травления и схема дислокационных полупетель в LiF; *ж* — размножение дислокаций в кристалле германия; *з* — блокирование краевых дислокаций субграницами в кристаллах LiF

Электрические эффекты, наблюдающиеся при деформации некоторых ионных кристаллов, например галита, доказывают, что движущиеся дислокации могут нести на себе электрический заряд. Дислокации приобретают заряд при движении, захватывая встречающиеся на пути вакансии, а знак заряда определяется сортом избыточных вакансий. Присутствие вакансий определенного сорта зависит либо от разницы в энергии образования вакансий вследствие различных ионных радиусов, либо от наличия примесей. Положительный знак заряда на дислокациях обусловлен анионными вакансиями, отрицательный — катионными.

Анализ распределения микронапряжений (Инденбом, 1960), вызванных краевыми дислокациями, по объему образца показывает, что участки кристалла между плоскостями скольжения должны испытывать однородный упругий изгиб. Поэтому трансляционный сдвиг нужно рассматривать не просто как проскальзывание параллельных слоев кристалла на вектор трансляции, а как скольжение с некоторым изгибом прослоек между плоскостями скольжения, как это установили еще в 1926 г. И. В. Обреимов и Л. В. Шубников поляризационно-оптическим методом.

Сложное скольжение (блокование, или сбросообразование). Кроме простого скольжения по одной плоскости или системе параллельных плоскостей, близкого к схеме идеального трансляционного скольжения, пластическая деформация кристаллов при определенных условиях осуществляется сложным скольжением, протекающим по нескольким системам плоскостей скольжения. В результате сложного скольжения, происходящего в объеме кристалла неравномерно, он фрагментируется на разнообразные по форме блоки с различной текстурой, несколько разориентированные друг относительно друга.

Образование на пластически деформированных кристаллах минералов деформированных участков, отклоняющихся на небольшие углы относительно неискаженной части, отмечали еще О. Леман (Lehman, 1885), Р. Браунс (Brauns, 1889), О. Мюгге (Mügge, 1898), причем О. Мюгге экспериментально воспроизвел это явление, деформируя сжатием кристаллы различных минералов. Впоследствии дезориентированные в результате пластической деформации блоки кристаллов изучались очень многими исследователями и описывались как сбросы или полосы перегиба, пластины, полосы деформации, полосы Бриллиантова и Обреимова, полосы аккомодации или приспособления, деформированные фрагменты, мнимые двойники и т. п. (Урусовская, 1960б; Классен-Неклюдова, 1960б).

Н. А. Бриллиантов и И. В. Обреимов (1935, 1937), подчеркивая существенную роль такого вида деформаций в пластическом течении кристаллов, предложили для него общее название — иррациональное двойникование. Эти исследователи даже считают его основным видом пластической деформации, ставя под сомнение

существование трансляционного скольжения и рассматривая механическое двойникование по рациональным плоскостям как предельный случай иррационального двойникования.

Д. П. Григорьев (1961), проанализировав проявления сложной пластической деформации на кристаллах минералов, предложил для нее более удачный обобщающий термин — блокование, который и укоренился в минералогии. Однако, объединяя под блокованием все проявления механической дезориентации блоков кристалла без нарушения его сплошности, Д. П. Григорьев отмечал, что «природа этого типа деформаций еще достаточно не исследована» и что «к этому типу сейчас относятся различные виды деформаций, которые в будущем окажутся более четко разграниченными и охарактеризованными» (стр. 145). Это замечание Д. П. Григорьева было справедливым. Исследованиями последних лет, проведенными в основном в Институте кристаллографии АН СССР (М. Н. Классен-Неклюдова, В. Л. Инденбом, А. А. Урусовская и др.), убедительно показано, что под иррациональным двойникованием, или блокованием, скрывались по крайней мере два различных вида механоориентационных явлений, имеющих совершенно различную природу: собственно блокование,⁶ или сбросообразование, и полигонизация. Блокование, или сбросообразование, представляет собою сложный вид пластической деформации скольжением при неравномерном распределении скольжения в кристалле, что и вызывает разориентацию отдельных его областей. Полигонизация же является процессом «отдыха» деформированных кристаллов, обуславливающим образование дезориентированных блоков в кристаллах в результате перехода дислокаций из горизонтальных рядов (плоскости скольжения) в вертикальные (стенки блоков). Она происходит без изменения формы и размеров тела и не может рассматриваться как пластическая деформация. Более подробную характеристику процесса полигонизации мы дадим ниже, здесь же остановимся на собственно сложной пластической деформации — блоковании.

Все морфологическое разнообразие механически переориентированных областей кристаллов макроскопически можно разделить на три основных типа: а) полосы Бриллиантова и Обреимова; б) полосы деформации; в) полосы сбросов (Инденбом, Урусовская, 1958; Классен-Неклюдова, 1960б; Классен-Неклюдова и др., 1960).

Полосы Бриллиантова и Обреимова, названные ими иррациональными двойниками, можно наблюдать при сжатии тонких пластинок галита, выколотых по спайности, сжимая их на прессе вдоль короткого ребра. В результате сжатия боковые поверхности пластинок покрываются фасками, становясь как бы гофрирован-

⁶ Термин «блокование» целесообразно сохранить за этим видом сложной пластической деформации, поскольку он уже укоренился в минералогии и относительно верно отражает сущность характеризуемого явления.

ными. Фаски, как показывают оптические и рентгеновские исследования, отвечают выходам на боковую поверхность образца дезориентированных блоков (рис. 23, а). Дезориентация соседних областей явилась результатом действия в них разных систем скольжения. Углы поворота решетки в дезориентированных полосках непостоянны и зависят от условий деформации. Если деформация происходит при комнатной температуре, угол поворота решетки не превышает 1.5° от плоскостей (110), повышение температуры до 400° позволяет достичь угла поворота до 6° . Плоскость раздела между соседними повернутыми областями характеризуется ирра-

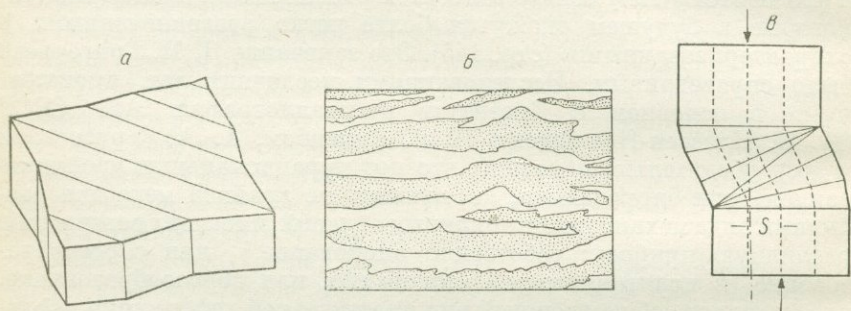


Рис. 23. Различные виды механически переориентированных областей кристаллов.

а — полосы Бриллиантова и Обреимова; б — полосы деформации; в — полоса сброса (S — смещение оси образца).

циональными индексами и не является кристаллографически определенной. Число дезориентированных блоков увеличивается с возрастанием нагрузки.

Полосы деформации наиболее четко проявляются на поверхности деформированных монокристаллов металлов и сплавов. Полосы имеют извилистые или прямолинейные границы (рис. 23, б). Решетка кристалла внутри полос деформации повернута относительно недеформированной части на довольно значительные углы, величина которых зависит от степени деформации и может достигать 20° . Контрастность и количество полос увеличиваются с увеличением степени деформации. Если полосы Бриллиантова и Обреимова являются дезориентированными блоками, полностью слагающими деформированный кристалл, то полосы деформации чередуются с полосами, не охваченными деформацией, т. е. «в сильно деформированном обычным скольжением кристалле сохраняются участки (в виде полос), не охваченные деформацией» (Класен-Неклюдова и др., 1960б, стр. 646).

Полосы сбросов воспроизводятся при сжатии кристаллов ряда минералов (например, слюд, кальцита, кианита и др.). Прослойка сброса представляет собою переходную зону между двумя монокри-

стальными участками деформированного образца, состоящую из множества повернутых относительно друг друга клиновидных блоков (рис. 23, *в*). Угол разориентировки достигает $30-40^\circ$ относительно ориентировки решетки исходного кристалла.⁷

Общей чертой всех видов переориентированных областей является присутствие в них следов скольжения. Аналогично и внутреннее строение блоков.

При оптическом изучении деформированных блокированием прозрачных кристаллов устанавливается (Классен-Неклюдова, 1953), что блоки, в частности полосы сброса, состоят из большого числа вытянутых по длине полосы веерообразно расположенных клиновидных областей. Резко очерченные границы полосы описываются иррациональными индексами, чаще они непараллельны друг другу. Внутри каждой клиновидной области заметны следы скольжения, часто выходящие за пределы границ сброса. Границы клиновидных областей перпендикулярны развивающимся внутри их системам взаимно параллельных следов скольжения. Следы скольжения переходят из одной клиновидной области в другую, резко (с переломом) меняя свое направление. При симметричном развитии полос сброса образуются два встречных веера клиновидных областей.

В результате рентгенографического исследования полос сброса широким пучком лучей установлено расщепление пятен Лауэ на рефлексy, число которых соответствует числу клиновидных областей, охваченных пучком. По расстоянию между рефлексами легко вычислить углы разориентации.

В полосах сбросов с небольшими углами разориентации блоков ($1-2^\circ$), т. е. в начальной стадии блокирования, методом избирательного травления удастся проследить распределение отдельных дислокаций. Дислокации, как винтовые, так и краевые, оказываются выстроившимися в ряды вдоль следов скольжения. Резкая дислокационная граница между блоками, которая должна бы иметь место при деформации двойникованием, отсутствует. Постепенный переход от одного блока к другому, если граница не отпрепарирована трещинами, подтверждается и исследованием интерферометрической картины поверхности полосы сброса.

Механизм блокирования различными исследователями трактовался по-разному: процессами, близкими к двойникованию, неоднородным распределением скольжения, трансляционным скольжением с поворотом плоскостей скольжения, трансляционным скольжением с изгибом плоскостей скольжения и т. п. Подробный обзор представлений о механизме блокирования дан в монографии М. В. Классен-Неклюдовой (1960б).

⁷ Кроме перечисленных видов механически разориентированных областей, выделяются еще пластинки Степанова и полосы аккомодации.

Ни один из перечисленных механизмов не объясняет всех особенностей блокирования. Удовлетворительной гипотезы долго не удалось построить, видимо, потому, что представления о механизме деформации основывались почти исключительно на статической картине блокирования, а сам процесс блокирования проследить было трудно. И только применение скоростной киносъемки в сочетании с анализом дислокационной картины деформированных блокированием образцов позволило разобраться в тонких деталях этого процесса.

Как установлено детальными исследованиями, проведенными в основном в Институте кристаллографии АН СССР под руководством М. В. Классен-Неклюдовой (Классен-Неклюдова, 1953, 1960; Классен-Неклюдова, Урусовская, 1955, 1956; Инденбом, Урусовская, 1959; Классен-Неклюдова и др., 1960; Urusovskaya, Thyagarajan, 1965; Урусовская, Тягаараджан, 1966, и др.), в основе пластической деформации кристаллов блокированием лежит сложное трансляционное скольжение по различным системам скольжения, локализованное в областях, отличающихся своеобразием геометрической формы.

Деформация блокированием возникает в тех случаях, если в процессе деформации напряжения в кристалле распределяются неоднородно. Этому обстоятельству способствует присутствие дефектов на поверхности кристалла (царапин, трещин, зазубрин), мозаичность кристаллов, неоднородное распределение примесей в нем или же неоднородность поля внешних напряжений.

По данным скоростной киносъемки, образованию сбросов всегда предшествует интенсивная пластическая деформация скольжением по той системе скольжения, которая при заданной ориентировке оказывается действующей. Если кристалл или внешнее поле напряжений неоднородны, то в местах наибольшей концентрации напряжений, по М. В. Классен-Неклюдовой, происходит образование элементарных сбросов или зародышей сбросов. При сжатии цилиндрических образцов зародыш сбросов и первые сбросы появляются у торцов, где однородность распределения напряжений наиболее нарушена в результате разгрузки напряжений локальным пластическим течением и появлением резко выраженной полосы сжатия.

Развитие зародышей сбросов еще более перераспределяет напряжения, многократно отклоняя ось нагружения от ее первоначального положения и вызывая внезапное сокращение высоты образца и, как следствие этого, спад напряжения. По обеим сторонам первоначальной прослойки сброса (зародыша сброса) формируются взаимно противоположные клиновидные блоки, скольжение в которых происходит в направлении, обратном направлению скольжения в прослойке зародыша. При дальнейшем деформировании область сброса постепенно увеличивается в результате последовательного возникновения новых и новых клиновидных блоков.

Их образование сопровождается усложнением более ранних блоков, в том числе и прослойки зародыша, и постепенным перемещением границы сброса параллельно самой себе.

Скольжение в каждом новом блоке всегда обратно тому, в котором оно осуществлялось на предыдущем этапе. Можно сказать, что образец осаживается как бы покачиваясь из стороны в сторону. Знак касательных напряжений, по мнению М. В. Классен-Неклюдовой, меняется в результате двух причин. «Во-первых, благодаря перераспределению нагрузки, действующей на торцы образца, ось нагружения может заметно отклоняться от оси образца. Этот эффект особенно четко виден на этапе, предшествующем образованию первой прослойки сброса. Во-вторых, пластическая деформация внутри полос сброса приводит к относительному смещению частей образца, разделенных прослойкой сброса. В результате в образце, торцы которого не могут свободно скользить по опорам, возникают дополнительные касательные напряжения. Кроме того, поворот границы сброса обычно не успевает за ходом пластической деформации в полосе сброса (иногда эти границы вообще не поворачиваются). В результате по границам полосы сброса возникают макроскопические (внутренние) напряжения, меняющие знак касательных напряжений и вызывающие появление очередной пары клиновидных прослоек» (Классен-Неклюдова и др., 1960, стр. 649).

По данным А. А. Урусовской и Р. Тягаараджана (1966), при сжатии кристаллов в направлении, значительно отклоненном от направления скольжения, перемещение материала в прослойке сброса может происходить в том же направлении, что и в матрице. В этом случае блокирование определяется локальным усилением скольжения в связи с переходом плоскостей скольжения в более удобное положение.

Начиная с момента образования зародыша сброса процесс блокирования протекает лавинообразно, с большой скоростью, сопровождаясь звуками, подобными известным «крикам олова». Так, в экспериментах М. В. Классен-Неклюдовой и др. (1960) весь процесс формирования сброса длился 0.0046 сек.

Кристаллографическая ориентировка полос сброса и ее зависимость от ориентировки поля внешних напряжений пока изучены недостаточно для выяснения строгих закономерностей. По имеющимся данным можно лишь утверждать, что при сжатии резко выраженные плоскости сброса образуются в том случае, когда пластическая деформация скольжением затруднена неблагоприятным расположением элементов скольжения по отношению к направлению деформирующих сил.

Таким образом, в основе механизма деформации блокированием лежит то же трансляционное скольжение, но проявляющееся более сложно и локализованное в областях особой геометрической формы. Переориентированные блоки образуются взамен обычной деформации скольжением в результате потери не упругой,

а пластической устойчивости кристалла. А. А. Урусовская и Р. Тягаараджан (1966) вывели выражение для расчета напряжения, отвечающего потере пластической устойчивости призматических образцов:

$$\sigma_k = 0.825 \cdot \frac{1}{h^2/d^2} E_\sigma,$$

где E_σ — коэффициент упрочения участка кривой деформации перед моментом образования сброса;⁸ h — высота образца; d — ширина «столба» повышенного двупреломления, возникающего перед образованием сброса вдоль плоскостей скольжения ($d^2 = r^2/12$; r — радиус инерции продольного сечения образца).

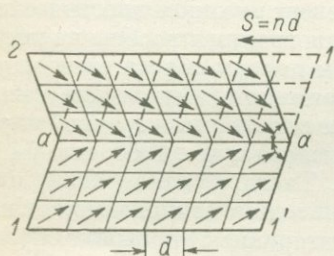


Рис. 24. Схема механического двойникования.

1-1' — исходный кристалл; 2-2 — двойник; $a-a$ — плоскость скольжения при двойниковании (плоскость симметрии двойника); d — вектор трансляции; S — сдвиг при двойниковании, кратный параметру решетки d ; n — нецелое число.

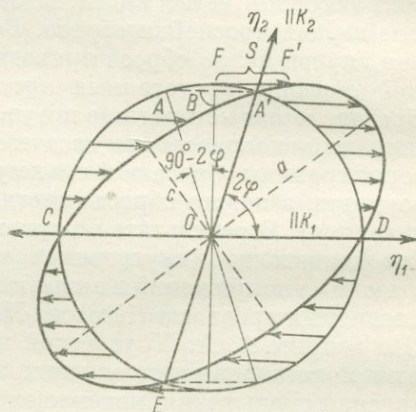


Рис. 25. Деформация шара в эллипсоид при механическом двойниковании (сечение шара и соответствующего эллипсоида плоскостью сдвига S).

Вычисленные по этой формуле значения напряжений потери устойчивости согласуются с экспериментальными значениями предела сбросообразования.

Механическое двойникование с изменением формы кристалла. Пластическая деформация кристаллов посредством механического двойникования является довольно широко распространенным явлением. Механическое двойникование осуществляется в тех случаях, когда развитию трансляционного скольжения препятствует неблагоприятная ориентировка плоскостей скольжения по отно-

⁸ E_σ можно определить как тангенс угла наклона кривой сжатия на линейном участке, предшествовавшем появлению сброса.

шению к действующей силе или структурные особенности кристалла и условия деформирования благоприятны для образования двойников. Весьма детальной характеристике механического двойникования посвящена монография М. В. Классен-Неклюдовой (1960б), в которой подробно изложены современные представления об этом процессе. Настоящий раздел составлен в основном на материалах этой монографии.

В процессе двойникования отдельные участки кристалла переориентируются в результате смещения частиц так, что кристаллическая решетка внутри двойникового образования становится зеркальным отражением решетки недеформированной его части. Формально двойникование можно представить как последовательное смещение слоев кристалла в одну сторону параллельно плоскости зеркального отражения, являющейся и плоскостью контакта двух компонент двойника (на рис. 24, $a-a$). В отличие от трансляционного скольжения при двойниковании каждая атомная плоскость смещается на долю вектора трансляции, а не на целый вектор, что в конечном итоге приводит к перебросу решетки в двойниковое положение. Направление двойникования полярно, т. е. может происходить только в одну сторону, что также отличает двойникование от скольжения.

Эта схема дает лишь формальное, чисто геометрическое представление о двойниковании, на самом деле пути движения атомов и ионов более сложны, что будет показано несколько ниже. Однако такой формальный подход позволяет раскрыть некоторые очень важные закономерности механического двойникования, в частности ввести понятие об элементах двойникования.

Представим формально механическое двойникование как однородную деформацию простым сдвигом. Однородная деформация полностью определяется эллипсоидом, в который превращается шар, мысленно выделенный из деформируемого образца.

Пусть шар с радиусом $R=1$ подвергается деформации вдоль плоскости скольжения (двойникования) K_1 , проходящей горизонтально через центр шара O и перпендикулярной плоскости чертежа (рис. 25). В результате двойникового скольжения он превращается в эллипсоид с осями a , b и c . При этом сечение шара двойниковой плоскостью K_1 не изменяет ни своего вида, ни положения и оказывается одним из круговых сечений эллипсоида CD . Плоскость сдвига S при двойниковании проходит через оси a и c перпендикулярно к нему. Пересечение плоскости первого кругового сечения с плоскостью сдвига S указывает направление сдвига (двойникования) γ_1 . Второе круговое сечение K_2 располагается симметрично относительно главных осей эллипсоида a и c и проходит в плоскости чертежа через точку A' . Следовательно, ось b , перпендикулярная плоскости чертежа, является линией пересечения двух круговых сечений. След пересечения второго кругового сечения K_2 с плоскостью сдвига S называют осью основной зоны γ_2 или

направлением сдвигов «второго» рода. Плоскости K_1 и K_2 и направления γ_1 и γ_2 , определяющие деформацию кристалла двойникованием, называются элементами двойникования. Более полная характеристика двойникования дополняется еще указанием плоскости сдвига S и кристаллографического сдвига s . Последний указывает перемещение точки F , удаленной от плоскости двойникования на расстояние $R-1$, в положение F' и является мерой сдвига. Из уравнения эллипса следует, что кристаллографический сдвиг связан с углом φ (угол наклона наибольшей оси эллипсоида a к плоскости двойникования K_1) соотношением

$$S = \frac{2}{\operatorname{tg} 2\varphi} = a - c$$

и может быть вычислен по разности осей a и c эллипсоида.

В табл. 12 приведены известные данные об элементах механического двойникования кристаллов некоторых минералов (по Классен-Неклюдовой, 1960 с дополнениями). Из таблицы видно, что, чем ниже симметрия кристаллов, тем больше вероятность образования двойников и разнообразнее законы двойникования.

Известно, что механические двойники являются преимущественно двойниками отражения и плоскость двойникования K_1 не может быть плоскостью симметрии кристалла. Следовательно, образование двойников менее вероятно в кристаллах с высокой симметрией.

В. А. Мокиевским и др. (1966) выполнен геометрический вывод всех возможных законов двойникования кристаллов, который позволяет классифицировать двойники на основании симметрии. Изменение формы двойника подчиняется суммарной (черно-белой) симметрии, а форма индивидов, входящих в двойник, остается прежней. Плоскость раздела двойниковых индивидов рассматривается как черно-белая плоскость. Те двойники, которые при вращении одного индивида относительно другого изменяют группу симметрии всего двойника, В. А. Мокиевским и А. А. Афанасьевым (1968) называются жесткими, если симметрия не изменяется, двойники классифицируются как нежесткие. Так, в классе $m\bar{3}m$ возможны жесткие двойниковые группы $6'/m'mm'$ и $4'/mmm'$ и нежесткие $4'/mm'm'$, $\bar{3}m'$, $mm'm'$, $2'm$. При повороте, например, индивидов шпинелевого двойника $6'/m'mm'$ вокруг оси $\bar{3}$ его симметрия изменяется до $\bar{3}m'$. Если поворачивать элементы двойника $\bar{3}m'$ вокруг этой же оси $\bar{3}$, группа симметрии не меняется. Симметрия внутрикристаллических границ понятна из симметрии двойников. Для нежестких двойников, например, того же класса $m\bar{3}m$:

группа симметрии двойников	$2'/m'$	$mm'm'$	$\bar{3}m'$	$4'/mm'm'$
симметрия грани	m'	$2'2'$	$3'2'$	$4'2'$
	$2'$	$2'mm'$	m'	$2'mm'$
		$2'$	$2'$	$2'$

Элементы механического двойникования кристаллов минералов

Минерал	{K ₁ }	[γ ₁]	{K ₂ }	[γ ₂]	S
Кубическая сингония					
Медь	111	11 $\bar{2}$	11 $\bar{1}$	112	0.707
Железо	112	11 $\bar{1}$	11 $\bar{2}$	111	0.707
Свинец	221 (?)				0.354
	112				
Магнетит	111		11 $\bar{1}$		
Галенит	113	11 $\bar{1}$	11 $\bar{1}$	113	
	441	011	011	441	
	332	11 $\bar{2}$	11 $\bar{2}$	332	0.354
	221 $\bar{2}$	22 $\bar{5}$	22 $\bar{5}$	221	
	112	33 $\bar{2}$	33 $\bar{2}$	112	
	771				
	211				
	311				
	322				
Галит	111				
Сфалерит	111	11 $\bar{2}$			0.408
Гексагональная сингония					
Цинк	10 $\bar{1}2$				
Графит	11 $\bar{2}1$				
Тригональная сингония					
Мышьяк	10 $\bar{1}2$ (?)	10 $\bar{1}1$	10 $\bar{1}1$	10 $\bar{1}2$	0.256
Висмут	10 $\bar{1}2$	10 $\bar{1}1$	10 $\bar{1}1$	10 $\bar{1}2$	0.118
Сурьма	10 $\bar{1}2$	10 $\bar{1}1$	10 $\bar{1}1$	10 $\bar{1}2$	0.146
Гематит	0001	02 $\bar{2}1$	02 $\bar{2}1$	0001	0.634
	10 $\bar{1}0$	10 $\bar{1}2$	10 $\bar{1}2$	10 $\bar{1}0$	0.205
Доломит	02 $\bar{2}1$ (?)	0111	0111	02 $\bar{2}1$	0.588
Кальцит	1012	1011	1011	1012	0.693
Корунд	0001	02 $\bar{2}1$	02 $\bar{2}1$	0001	0.635
Магнезит	1012 (?)	1011	1011	1012	0.799
Миллерит	1012	1010	1010	1012	0.380
Пираргирит	1014	0001	0001	1014	0.456
Натриевая селитра	1012	1011	1011	1012	0.753
Сидерит	1012	1011	1011	1012	0.781
Ильменит	1011	1012	1012	1011	
Тетрагональная сингония					
Олово	301	103	101	101	0.119
Гаусмонит	101	101	101	101	0.323
β-Лейцит	110	110	110	110	
Касситерит	101	301	301	101	0.265
Рутил	101	101	101	101	0.908
	101	301	301	101	0.190
Станнин	111	101	101	111	
Халькопирит	110	101	101	110	

Таблица 12 (продолжение)

Минерал	$\{K_1\}$	$[\eta_1]$	$\{K_2\}$	$[\eta_2]$	S
Ромбическая сингония					
Ангидрит	101	$\bar{1}01$	$\bar{1}01$	101	0.228
Арагонит	110	$\bar{1}\bar{3}0$	$\bar{1}\bar{3}0$	110	0.130
Барит	110 (?)	$\bar{1}\bar{1}0$	$\bar{1}\bar{1}0$	110	0.411
Бурнонит	110	$\bar{1}\bar{1}0$	$\bar{1}\bar{1}0$	110	0.128
Карналит	110	$\bar{1}\bar{1}0$	$\bar{1}\bar{3}0$	130	0.048
Халькозин	201	010	010	201	0.600
	131 (?)			110	
Марказит	110				
Англезит	110	$\bar{1}\bar{1}0$	$\bar{1}\bar{1}0$	110	
Целестин	110	$\bar{1}\bar{1}0$	$\bar{1}\bar{1}0$	110	
Моноклидная сингония					
Бишофит	112	111	111	112	0.404
Диоксид	001	100	100	001	0.564
Криолит		110	110		0.069
Ледерит	310	$\bar{1}\bar{3}0$	110	$\bar{1}\bar{1}0$	0.0141
Титанит		110	131		0.598
Арсенопирит	110				
Иорданит	100	001			
Триклинная сингония					
Альбит	010	001	001	$0\bar{1}0$	0.142
Анортит	010	001	001	010	0.151

Способность решеток кристаллов к механическому двойникованию простым сдвигом может быть рассчитана аналитически (Wallerant, 1904). Решение этой задачи сводится к выяснению значений индексов $\{HKL\}$ плоскости двойникования K_1 и индексов $[UVW]$ основной зоны η_2 , по которым пространственная решетка с данной элементарной ячейкой могла бы деформироваться с помощью простого сдвига зеркально симметрично. Необходимым условием этого является такая ситуация, при которой в данной решетке до сдвига можно было бы соединить каждые два узла отрезками, параллельными основной зоне η_2 с индексами $[UVW]$, так, чтобы они делились пополам плоскостью двойникования $\{HKL\}$.

Пусть $[mnp]$ и $[m_1n_1p_1]$ — два узла примитивной пространственной решетки. Тогда условие возможности соединения их линией, параллельной $[UVW]$, выразится уравнением

$$(m_1 - m) : (n_1 - n) : (p_1 - p) = U : V : W,$$

а условие деления отрезка пополам плоскостью $\{HKL\}$ будет

$$H_{m_1} + K_{n_1} + L_{p_1} = -(H_m + K_n + L_p).$$

Решив оба уравнения относительно m , n , p , получим

$$m = m_1 - 2U \frac{H_m + K_n + L_p}{HU + KV + LW}$$

и два аналогичные уравнения для n и p .

Индексы узлов решетки могут быть только целыми числами, а индексы UVW не должны иметь общего делителя, следовательно, для примитивной пространственной решетки, в случае способности ее двойниковаться простым сдвигом, знаменатель $HU + KV + LW$ должен равняться или ± 1 , или ± 2 . Условия для сложных элементарных ячеек сведены в табл. 13.

Таблица 13

Аналитические условия, характеризующие способность кристаллов двойниковаться простым сдвигом

Тип элементарной ячейки	Необходимая величина знаменателя $HU + KV + LW$	Дополнительные условия
Примитивная Объемноцентрированная	± 1 или ± 2 $\pm 1, \pm 2$ или ± 4	Не требуются Сумма $H+K+L$ должна быть четной, а индексы UVW — нечетными
Гранецентрированная	$\pm 1, \pm 2$ или ± 4	Либо сумма $U+V+W$ должна быть четной, либо все индексы HKL нечетные, а сумма $U+V+W$ четная
Базоцентрированная	$\pm 1, \pm 2$ или ± 4	Сумма $H+K$ должна быть четной; если сумма $H+K$ нечетная, то U и V должны быть нечетными, а W — четным

Индексы плоскостей и направлений после двойниковогоания аналитически можно вычислить по способу О. Мюгге (Mügge, 1889). Если HKL — индексы плоскости двойниковогоания K_1 или исходной плоскости K_2 , UVW — индексы направления γ_2 или γ_1 , hkl — индексы некоторой плоскости до двойниковогоания, $h'k'l'$ — искомые индексы той же плоскости после двойниковогоания, отнесенные к исходным осям, то формулы преобразования можно представить в следующем виде:

а) для плоскости

$$h' = h(HU + KV + LW) - 2H(Uh + Vk + Wl),$$

$$k' = k(HU + KV + LW) - 2K(Uh + Vk + Wl),$$

$$l' = l(HU + KV + LW) - 2L(Uh + Vk + Wl),$$

б) для направления

$$\begin{aligned} u' &= u(HU + KV + LW) - 2U(Hu + Kv + Lw), \\ v' &= v(HU + KV + LW) - 2V(Hu + Kv + Lw), \\ w' &= w(HU + KV + LW) - 2W(Hu + Kv + Lw). \end{aligned}$$

Обе группы уравнений можно записать в форме матриц, вид которых зависит от кристаллографической системы кристалла и элементов двойникования (Pobst, 1955).

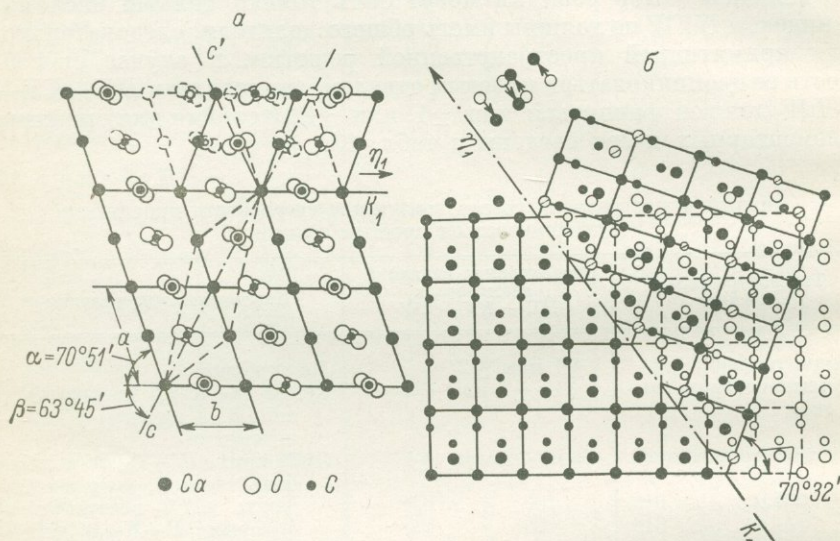


Рис. 26. Движение атомов при двойниковании кальцита (а) и алмаза (б).

а — элементы двойникования $K_1 = (011)$; в верхнем правом углу изображена часть решетки в двойниковом положении, начальное положение структурных единиц показано пунктиром (по Pobst, 1955); б — элементы двойникования $K_1 = \{111\}$, $\eta_1 = [112]$; крупные черные кружки — атомы, лежащие в плоскости (110), проходящей через центр элементарной ячейки; черные мелкие кружки — атомы, лежащие в плоскости (110), отстоящей от первой плоскости на $1/4$ плоской диагонали; белые кружки — исходные положения; кружки с чертой — положения атомов после двойникового смещения (по Ellis and Treuting, 1951).

Основываясь на геометрических закономерностях механического двойникования и физических свойствах кристаллов, можно аналитически не только предсказать способность кристаллов к деформации двойникованием, но и вычислить элементы двойникования. Такой расчет разработан, в частности для металлов, и изложен А. А. Урусовской в одной из глав монографии М. В. Класен-Неклюдовой (1960б).

Итак, выше мы рассмотрели формально механическое двойникование кристаллов как деформацию простым сдвигом. На самом деле такой простой механизм деформации с таким движением эле-

ментарных частиц, образующих решетку, при котором все частицы смещаются пропорционально расстояниям от плоскости двойникования, выдерживается лишь для ограниченного числа типов кристаллов. Переориентация решеток подавляющего большинства кристаллов не сводится к простому сдвигу. Наиболее наглядно отклонения узлов при двойниковании от направлений, требуемых деформацией простым сдвигом, выступают на проекциях решеток сдвоенного кристалла на плоскость сдвига S . Это можно видеть на примере кальцита, при двойниковании которого группы из трех атомов кислорода должны повернуться на угол $52^{\circ}30'$ вокруг оси, проходящей через центр атома углерода и перпендикулярной плоскости сдвига S (рис. 26, а). Для доломита этот угол равен $54^{\circ}59'$. При двойниковании связи С—О не нарушаются, а вся группа поворачивается как одно целое. Резкие отклонения в движении частиц от простого сдвига можно видеть также на примере алмаза (рис. 26, б) и других минералов.

Ф. Лавес (Laves, 1952) предложил метод графоаналитического вычисления величины отклонения процесса двойникования от деформации чистым сдвигом. Он рассмотрел движение атомов при двойниковании, разлагая вектор перемещения каждого атома на компоненты, параллельные K_1 и η_1 (рис. 27). Отмеченные стрелками векторы R_n (вектор смещения n -го атома в двойниковой компоненте) стремятся быть перпендикулярными к полоскам двойникования (составляющая S_n вектора R_n). В удаленных от плоскости двойникования атомах векторы R_n , наоборот, стремятся занять положение, параллельное S_n . Следовательно, величина и направление векторов R_n зависят от расположения атомов n и положения плоскости двойникования. Если выбранная плоскость двойникования проходит через атомный ряд, для которого $\sum R_n \neq 0$, то вектор, результирующий все перемещения R , направлен либо к границе раздела, либо от нее, в зависимости от атомного ряда, который выбран в качестве этой границы. Наилучшие условия графического анализа процесса двойникования определяются условиями выбора такой границы между компонентами двойников, при которой $\sum R_n = 0$ и $|\sum R_n| = \min$.

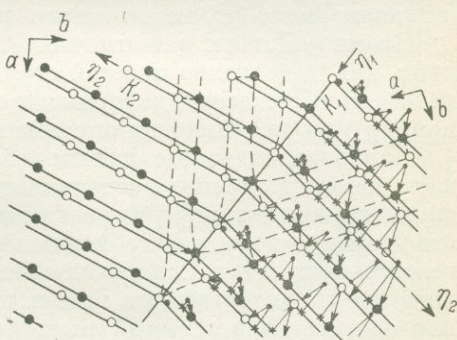


Рис. 27. Схема двойникования α -урана (по Sahn, 1954).

Элементы двойникования $K_1=(130)$, $\eta_1=[310]$, проекция на плоскость $S=(001)$. Черные и белые кружки — атомы, расположенные в решетке на разных уровнях; стрелки — пути атомов при двойниковании; пунктирные линии — характер искажения области контакта двух решеток.

Величина Q , характеризующая отклонение процесса двойникования от деформации простым сдвигом и вычисленная по правилу Лавеса, равна

$$Q = (\sum |R_n| : t_n) \approx 0.2,$$

где t — среднее межатомное расстояние; n — номер атома.

Для α -урана, двойникоующегося по двум разным законам, она оказалась в обоих случаях тоже равной примерно 0.2. Значит, для этих кристаллов среднеарифметическое векторов смещения составляет около $1/5$ межатомного расстояния.

Правило Лавеса, как отмечает Р. Кан (Cahn, 1954), справедливо лишь для кристаллов простой структуры и не может быть применено для обсуждения деформации в более сложных случаях, например при двойниковании кальцита.

Наиболее надежные данные об особенностях двойникования дает непосредственное экспериментальное определение элементов двойникования в деформированных кристаллах. В минералогии эти данные к тому же необходимы и для решения ряда минералогенетических задач. Если на сдвойникованных кристаллах имеются хотя бы две естественные грани, не принадлежащие одной зоне, или одна грань и спайный скол, кристаллографическую ориентировку элементов двойникования можно определить гониометрическим измерением. Если кристалл или зерно не имеют естественных граней, положение элементов двойникования определяется оптическими (измерением на столике Федорова) или рентгеновскими методами (метод Лауэ).

Морфология деформированных кристаллов довольно разнообразная, но можно выделить три типа механических двойников: простые, полисинтетические и сложные. Простые двойники состоят из двух субиндивидов: в первичной ориентировке и переброшенного при деформации в двойниковое положение. Полисинтетические двойники представляют собой закономерное чередование множества индивидов в первичной и двойниковой ориентировке с параллельными друг другу границами. Сложные двойники объединяют различной формы, размеров и направлений двойниковые прослойки в теле кристалла с исходной решеткой. Форма прослоек может быть самая разнообразная: пластинчатая, клиновидная, чечевицеобразная, сигарообразная, лучевидная, неправильная; границы прослоек — как прямолинейные, так и неровные. Двойниковые прослойки создают в кристалле своеобразный текстурный рисунок, принципы геометрического анализа которого разработаны В. А. Мокиевским и И. И. Афанасьевым (1968).

Двойниковые прослойки при определенных особенностях напряженного состояния могут возникать не только по одной плоскости, но и по нескольким системам взаимно пересекающихся плоскостей. В месте встречи двойниковых прослоек, например в кальците, образуется канал ромбовидной формы (канал Розе),

который может пронизывать весь кристалл. Присутствие густой сети таких очень тонких каналов приводит к увеличению объема кристалла.

Для познания особенностей двойникового представления представляет интерес строение границ двойниковых прослоек. Как известно (Класен-Неклюдова, 1960б), эти границы могут быть двух видов: когерентные, т. е. параллельные плоскости двойникового, и некогерентные, отклоняющиеся от плоскости двойникового.

Когерентные границы, как правило, прямолинейны. Решетки субиндивидов в двойниковом и первичном положении либо непосредственно контактируют друг с другом, обладая одним общим атомным слоем, либо между ними имеется переходная область, в которой общими для обеих решеток являются два атомных слоя, лежащие на границах этой области. В первом случае атомы вдоль границы между субиндивидами располагаются точно так, как и в исходной кристаллической структуре. Во втором случае структура переходной области соответствует структуре одной из полиморфных модификаций вещества деформируемого кристалла. Когерентное сопряжение двойниковых компонент не вызывает появления в кристалле макроскопических напряжений первого рода (т. е. остаточных напряжений, уравновешенных в объеме кристалла), хотя возможны нарушения ближнего порядка атомов в области контакта, вызывающие напряжения третьего рода (остаточные напряжения, уравновешенные в объемах атомных размеров). Поэтому возможности для преимущественного образования сколов (отдельности) по когерентным границам ограничены, и только в том случае, если энергия когерентной границы сопоставима по величине с поверхностной энергией кристалла, отдельность по ней может иметь место.

Некогерентные границы могут быть как плоскими, так и криволинейными, ступенчатыми. Форма прослоек с такими границами чаще клиновидная, сигарообразная, чечевицеобразная. Некогерентные границы характеризуются иррациональными или высокими индексами. Если двойники имеют некогерентные границы, в них должны возникать напряжения первого рода. Поэтому не-

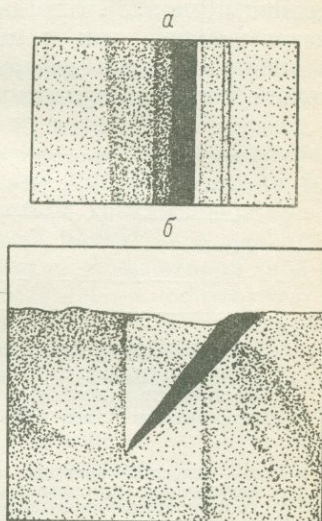


Рис. 28. Вид в отраженном поляризованном свете полосы accommodations в двух проекциях (по Moore, 1955).

a — на плоскости скола цинка по базису; *b* — на срезе, перпендикулярном плоскости базиса; темный клин — двойниковый субиндивид; светлый треугольник — полоса accommodations.

когерентные границы являются источниками разрушения в двойникованных кристаллах и плоскостями отдельности.

В случае очень высоких напряжений первого рода в кристалле может появиться дополнительная деформированная область, примыкающая к двойниковой прослойке со стороны некогерентной границы (рис. 28). Иногда эти области появляются как со стороны некогерентной, так и когерентной границы (рис. 29). Решетка в дополнительных деформированных областях повернута относительно исходной ориентировки на значительно меньшие углы, чем

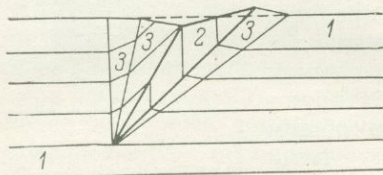


Рис. 29. Схема сопряжения двойниковых границ с основным кристаллом при помощи полос аккомодации (по Классен-Неклюдовой, 1960б).

1 — исходный кристалл цинка; 2 — двойниковая прослойка; 3 — две полосы аккомодации со стороны некогерентной границы и одна полоса, примыкающая к когерентной границе; система параллельных линий, меняющих направление в прослойке и примыкающих полосах — следы плоскостей базиса.

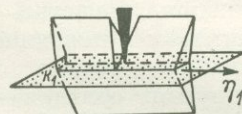


Рис. 30. Получение механического двойника кальцита.

при двойниковании, их границы имеют иррациональные индексы. Д. Джилсон (Jil-lson, 1950) назвал эти области полосами аккомодации (приспособления), считая причиной их образования приспособление ориентировки решетки исходного кристалла к решетке двойникового субиндивида. Отметим, что помимо полос аккомодации, параллельных границам двойниковых прослоек, иногда устанавливаются аналогичные области, перпендикулярные и наклонные к границам двойников.

Рассмотрим особенности течения процесса двойникования. Как известно, механические двойники можно получить, прилагая к кристаллу концентрированную нагрузку (рис. 30), электрический пробой, деформируя кристаллы растяжением, сжатием, изгибом. Во всех случаях надо так ориентировать кристалл относительно линии действия силы, чтобы исключить или затруднить деформацию скольжением. Двойникование хрупких кристаллов осуществляется в условиях высокого всестороннего сжатия.

Процесс механического двойникования протекает в несколько стадий (Гарбер, 1947; Классен-Неклюдова, 1960б).

В первую начальную стадию деформации решетка кристалла деформируется упруго, и зависимость деформации от напряжения подчиняется закону Гука. Это собственно стадия упругой деформации.

Вторая стадия, сменяющая стадию упругой деформации, выражается в появлении упругих двойниковых прослоек при достижении некоторого критического значения скальвающего напряжения. Упругая двойниковая прослойка в виде клинообразного лепестка появляется в кристалле непосредственно под точкой приложения внешней нагрузки. Эта прослойка, лежащая в плоскости двойникового, по мере увеличения нагрузки удлиняется и несколько расширяется, причем размеры ее возрастают пропорционально нагрузке. После снятия нагрузки двойниковая прослойка исчезает, полностью восстанавливая монокристалльность образца. Только в отдельных случаях возможно неполное исчезновение прослоек в результате их «заклинивания» микротрещинами и другими дефектами. С увеличением нагрузки двойниковая прослойка становится остаточной. Многократно нагружая и разгружая образец, можно примерно оценить нагрузку, при которой двойниковая прослойка из упругой превращается в остаточную.

Третья стадия, стадия образования устойчивого (остаточного) двойника, следовательно, и является основной стадией двойникового. Она наступает тогда, когда запаса упругих напряжений уже недостаточно для ее самопроизвольного вытеснения из кристалла.

В четвертую стадию двойникового прослойка утолщается вследствие перемещения двойниковых границ. Это явление известно под названием ползучести (крипа).

Считается, что кристалл начинает деформироваться двойникованием, так же как и трансляционным скольжением, тогда, когда скальвающее напряжение σ_s (гл. I, § 4), действующее по направлению сдвига, достигает критического значения σ_{sv} . Это напряжение различно для разных кристаллографических направлений и определяется индикатрисой критических скальвающих напряжений. Оно зависит, кроме того, от конституционных и физических особенностей кристалла и условий эксперимента.

Справедливость закона скальвающих напряжений в общем подтверждается. Однако этот закон не раскрывает полностью особенности двойникового, учитывая стадийность этого процесса. Поэтому Р. И. Гарбер (1947) считает необходимым учет трех предельных параметров механического двойникового: двух пределов упругости и предела текучести. Первый предел упругости характеризует появление «упругого» двойника, второй — появление тонких остаточных двойниковых прослоек. Когда достигнут третий предел, предел текучести, начинается смещение двойниковых границ и утолщение остаточных двойниковых прослоек. Предел текучести определяется по величине напряжения, необходимого для увеличения толщины остаточной двойниковой прослойки примерно на 1 мк. Для кальцита, например, он лежит в пределах от 90 до 110 Г/мм², в отдельных случаях снижаясь до 50—40 Г/мм².

Процесс двойникования чаще всего происходит скачками, которые очень четко проявляются на диаграммах растяжения (рис. 31) в виде минимумов, обусловленных разрядкой напряжения.⁹ В ряде случаев двойникование сопровождается треском образцов, слышимым на расстоянии нескольких метров («крики олова»). По длительности двойниковых импульсов можно вычислить

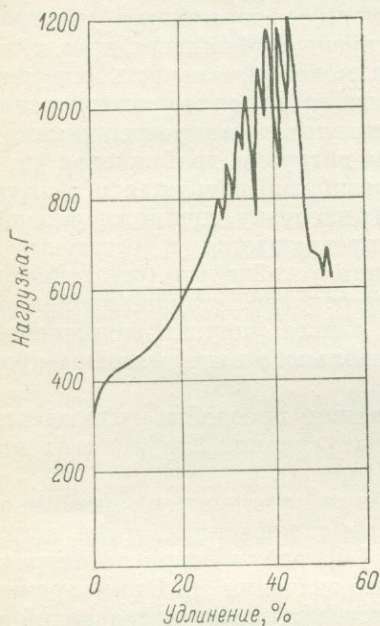


Рис. 31. Кривая растяжения кристалла кадмия, в котором происходит двойникование. Нерегулярные пики связаны с двойникованием.

скорость элементарного акта двойникования, отражающего скорость двойникования параллельно плоскости двойникования. Во всех случаях она оказывается очень большой (10^{-4} — 10^{-6} сек. на прохождение двойниковой дислокации через 1 мм), приближающейся к скорости звука. Скорость расширения прослойки, т. е. скорость про-

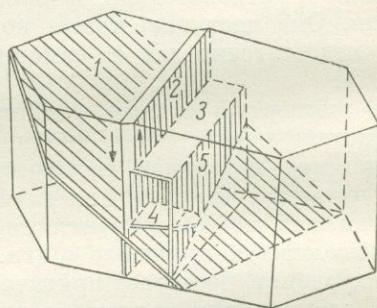


Рис. 32. Сложное пересечение двойниковых прослоек в кальците (по Старцеву и др., 1956).

цесса в направлении, перпендикулярном движению двойниковой дислокации, значительно меньше (от сотых долей до 20—40 мм/сек.). Относительно скорости процесса на различных стадиях двойникования предполагается, что на первой стадии двойникование происходит очень быстрыми скачками, а дальнейшее укрупнение прослойки происходит медленно и постепенно (возможно, мелкими скачками с остановками).

Двойникование реальных кристаллов по сравнению с описанной выше идеализированной схемой значительно усложнено их мо-

⁹ Причиной скачков может быть не только двойникование, но и сбросообразование.

значным строением и наличием различного рода дефектов. Дефекты кристаллов сказываются и в величинах сопротивления двойникованию. В общем случае, чем чище и однороднее кристаллы, тем подвижнее двойниковые границы, тем геометрически правильнее образующиеся двойниковые прослойки.

Одной из очень интересных особенностей процесса двойникования реальных кристаллов является взаимоотношение ранних двойниковых прослоек с более поздними. Для минералогов этот

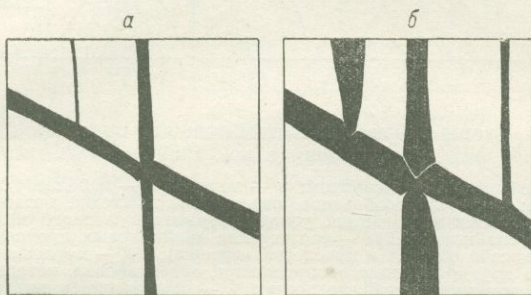


Рис. 33. Взаимодействие пересекающихся двойниковых прослоек в кристалле цинка с их расширением при увеличении нагрузки.

а, б — стадии деформации.

вопрос важен еще и для расшифровки последовательности природных деформаций кристаллов по их конечным результатам.

На рис. 32 изображен один из примеров сложного пересечения двойниковых прослоек в кристалле кальцита, по В. И. Старцеву и др. (1956), иллюстрирующий взаимоотношение вторичного двойника 2 с первичным 1. Наблюдение за процессом показало, что прослойка 2, возникшая под действием нагрузки, дойдя до лежащей на ее пути прослойки 1, затормаживается ею и останавливается. Она не меняет своих размеров и при некотором увеличении нагрузки, и только при нагрузке 7.55 кГ прослойка 2 «пробивает» прослойку 1, одновременно утолщаясь. Прослойка, возникшая по другую сторону первичной прослойки 1, оказывается смещенной параллельно самой себе. В месте встречи двойниковых прослоек 1 и 2 возникают лепесткообразные трещины 3 и 4, на концах которых возникает новая двойниковая прослойка 5, параллельная прослойке 2. Следовательно, кажущееся сечение прослойкой 1 прослоек 2 и 5 не может служить критерием ее более раннего возраста. Часто при встрече двойниковых прослоек не происходит двойникования по другую сторону ранней полоски, а при возрастании нагрузки наблюдается расширение полосок и «поглощение» их друг другом (рис. 33). В. И. Старцев и др. (1956) разделяет возмож-

ные случаи пересечения двойниковых полосок на пять основных видов (рис. 34).

Что касается пересечения двойниковых прослоек с плоскостями скольжения, то установлено, что следы скольжения (и даже гра-

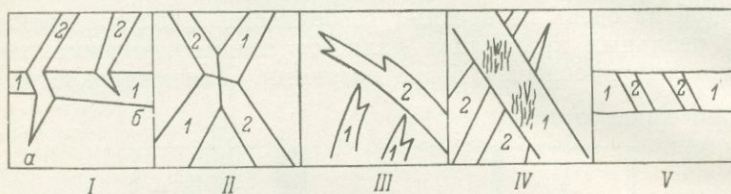


Рис. 34. Схемы пересечений двойниковых прослоек 1 и 2 (по Старцеву и др., 1956).

I — пересечение с образованием: *a* — полной, *b* — неполной вторичной прослойки; *II* — крестообразное пересечение прослоек, которое возникает при наличии изгибающегося усилия, перпендикулярного чертежу (т. е. плоскости спайности); *III* — торможение двойниковых прослоек (возникает при изгибе образца в плоскости чертежа); *IV* — поглощение одной прослойки другими (исчезают прослойки, ориентировка которых неблагоприятна для их дальнейшего роста); *V* — образование в широкой двойниковой прослойке вторичных двойниковых прослоек, не развивающихся за пределы первой.

ницы блоков) не являются препятствиями для развития двойникового (рис. 35, *a*), в то время как двойниковые прослойки экранируют более позднее трансляционное скольжение (рис. 35, *b*).

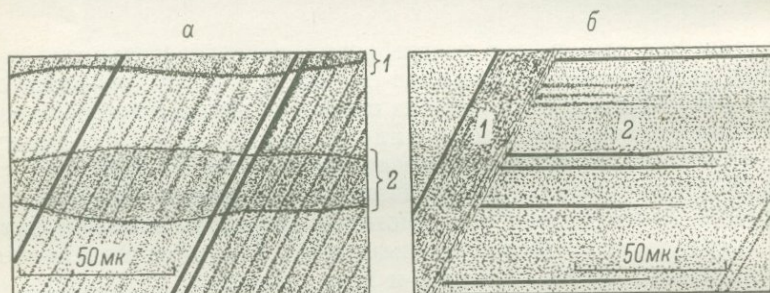


Рис. 35. Взаимоотношения следов скольжения и двойниковых полосок в кристаллах висмута (по Старцеву и др., 1956).

a — проникновение поздних двойниковых полосок 1 и 2 через систему следов скольжения; *b* — экранирование ранней двойниковой полоской 1 следов позднего скольжения 2.

Несколько слов о дислокационной теории двойникового, к сожалению, еще недостаточно полно разработанной, но отражающей основные закономерности двойникового. Эта теория строится на понятии о двойнивающей дислокации как крае неполной плоскости атомов, перешедших в двойниковое положение (рис. 36, *a*).

Двойниковую границу можно представить поэтому в виде ряда краевых двойнивающих дислокаций, которым параллельна ось поворота (рис. 36, б).

Вектор Бюргера двойнивающей дислокации определяется произведением двойникового сдвига S на расстояние между плоскостями, параллельными плоскости двойникования a , т. е.

$$b = Sa.$$

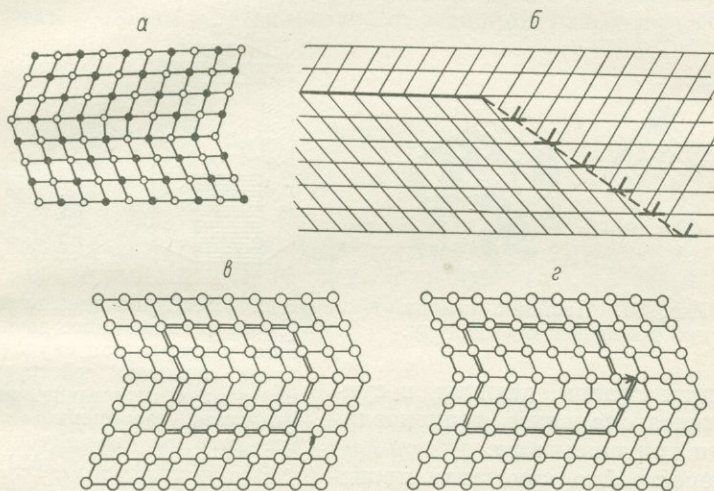


Рис. 36. Дислокационная структура двойниковых границ.

a — двойнивающая дислокация в гранцентрированном кубическом кристалле (плоскость рисунка $\{101\}$ нормальна к дислокации, плоскость двойникования $\{111\}$ горизонтальна (белые и черные кружки — атомы, лежащие в разных плоскостях); *б* — схема строения когерентной и некогерентной грани; *в* — контур Бюргера в кристалле с когерентной границей; *г* — контур Бюргера в кристалле с некогерентной границей.

В качестве исходного принимается контур, замкнутый в случае когерентной границы (рис. 36, *в*, *г*). Механизм роста двойниковых прослоек со ступенчатой границей при наличии краевых дислокаций совершенно аналогичен ступенчатому тангенциальному росту кристаллов в твердом состоянии, при наличии винтовых дислокаций — спиральному росту. Рост одной части двойника за счет другой происходит, следовательно, в результате тангенциального или спирального перемещения двойнивающих дислокаций по поверхности раздела двойника.

Двойникование без изменения формы кристаллов. М. В. Класен-Неклюдова (1960б) указывает, что в кристаллах ряда минералов, например кварца, возможна перестройка кристаллической решетки без изменения внешней формы образца. Она выделяет это явление как двойникование без изменения формы.

В качестве примеров двойников без изменения формы приводятся двойники кварца по дофинейскому закону (рис. 37). Морфологические признаки дофинейских двойников таковы: грань (1011) одного индивида сливается с гранью (0111) другого индивида, а грани (1010) общие. Элементы симметрии дофинейского двойника L_6L_2 по сравнению с симметрией монокристалла кварца L_3ZL_2 . Развернутая формула двойниковой симметрии — $L'_6ZL_2ZL'_2$ (или $6'22'$). Главное отличие формы — появление «лишних» трапецеоэд-

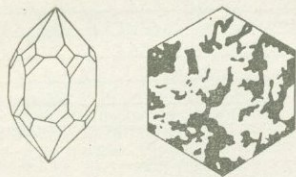


Рис. 37. Двойник кварца по дофинейскому закону.

рических гранок, дающих в сумме «гексагональный трапецеодр» вместо тригонального.

Перестройка кристалла происходит без его макроскопической деформации только за счет микросмещений в элементарной ячейке, что и позволяет рассматривать этот процесс как двойникование без изменения формы кристалла.

Дофинейские двойники кварца воспроизводятся при медленном вдавливании стального шарика в грань кристалла или в плоскость среза. В точке нажима возникают двойниковые образования, распространяющиеся в глубину кристалла. Идеализированная их схема при условии, что давление действует из центра кристалла по радиусам во все стороны, приведена, по А. В. Шубникову и Е. В. Цинзерлингу (1932), на рис. 38. Форма реальных двойниковых субиндивидов в теле кристалла может быть как геометрически правильной, так и весьма причудливой, а контуры фигур — прямолинейными, волнистыми, зубчатыми и т. п.

Отсутствие макроскопического перемещения частей кристалла при двойниковании кварца по дофинейскому закону объясняется особенностями перегруппировки атомов.

На рис. 39, а приводится упрощенная схема проекции дофинейского двойника кварца, на которой в направлении винтовой оси, перпендикулярной плоскости чертежа, отмечено лишь расположение атомов кремния. Правая часть чертежа отвечает исходной

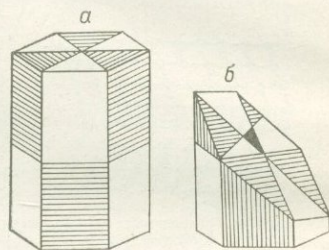


Рис. 38. Схема идеальной формы механического двойника в кварце для случая, когда давление действует из центра кристалла по радиусам равномерно во все стороны (по Шубникову, Цинзерлингу, 1933).

а — сечение плоскостями базы и призмы; б — сечение произвольной гранью.

структуре кварца, левая — структуре двойникового индивида. Отмеченное стрелками положение электрических осей в двойниковых компонентах антипараллельно. Компоненты двойника сопрягаются вдоль двойникового шва — плоскости Γ — Δ . Расположение атомов вдоль двойникового шва несколько отличается от расположения атомов, удаленных от него, а именно отвечает шестеркой симметрии, присущей не β -, а α -кварцу. При образовании дофинейского двойника наблюдается очень незначительное упругое искажение решетки в областях, прилегающих к двойниковому шву. Энергия

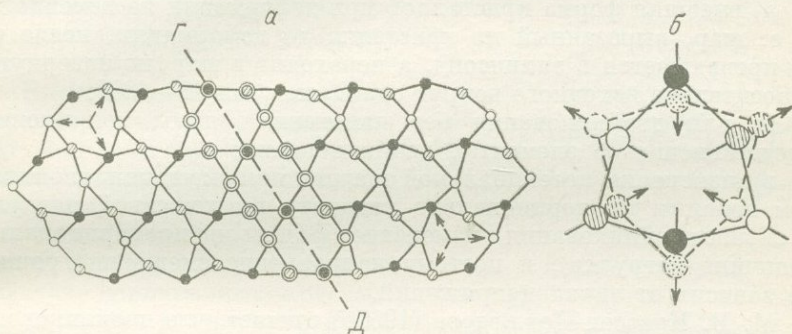


Рис. 39. Упрощенная схема структуры дофинейского двойника кварца (а) и схема перестройки атомов кремния при двойниковании (б).

границы раздела поэтому должна быть очень незначительной, определяя трудность возникновения трещин на границах и легкую подвижность границ двойников.

Переход атомов кремния в двойниковое положение в принципе может быть осуществлен за счет их смещения по трем направлениям, отмеченным на рис. 39, б стрелками. В каждой из трех атомных плоскостей, расположенных на разных уровнях, атомы кремния смещаются на долю вектора трансляции решетки так, что центр тяжести масс решетки остается на месте и форма кристалла не меняется. Это смещение эквивалентно вращению элемента структуры двойниковой компоненты на 180° вокруг перпендикулярной чертежу оси L_3 .

Развитие двойников без изменения формы отличается от двойникования с изменением формы тем, что здесь имеют место лишь три, а не четыре стадии процесса: а) упругая (гуковская) деформация решетки; б) образование остаточного двойника; в) перемещение границ двойника (течение) под действием напряжения. Как отмечает М. В. Классен-Неклюдова (1960б), стадия «упругого» двойникования в этом случае «принципиально должна отсутствовать...» Действительно, «упругие» двойниковые прослойки образуются при двойниковании с изменением формы благодаря вытеснению их

из объема кристалла обратной упругой деформацией матрицы. Поскольку двойникование кварца не сопровождается изменением формы кристалла, выталкивание переориентированных областей наблюдаться не должно. . .» (стр. 137). Характерно, что направление перемещения двойниковых границ не зависит от знака приложенного напряжения.

Таким образом, для процесса двойникования кристаллов без изменения формы характерны следующие отличия от процесса двойникования с изменением формы:

а) внешняя форма кристаллов при деформации не изменяется, т. е. шар, вырезанный из кристалла до деформации, после нее не превращается в эллипсоид, а переходит в шар, но повернутый относительно исходного вокруг оси L_3 на угол $60-120^\circ$;

б) для двойникования без изменения формы неприменимо представление об элементах двойникования;

в) изменение потенциальной энергии при смещении двойниковой границы пропорционально квадрату приложенной нагрузки (в случае двойникования с изменением формы оно пропорционально величине нагрузки), и поэтому направление смещения границы не зависит от знака напряжений.

М. В. Классен-Неклюдова (1960б) считает, что двойникование без изменения формы должно быть характерным «для всех аксиальных двойников, у которых ось поворота является осью симметрии эллипсоида однородной деформации данного кристалла, и для всех двойников отражения, у которых плоскость отражения является плоскостью симметрии этого эллипсоида» (стр. 140).

Двойникование без изменения формы, кроме кварца, характерно и для кристаллов триглицинульфата $(\text{NH}_3\text{CH}_2\text{COOH})_3 \cdot \text{H}_2\text{SO}_4$.

Явления «отдыха» кристаллов при пластической деформации (полигонизация и рекристаллизация). Описываемые ниже процессы не являются собственно пластической деформацией, поскольку не приводят к изменению формы кристаллов. Единственное, что связывает их с пластической деформацией — это «родственность», так как все они обуславливаются перемещением в кристалле дислокаций и макроскопически приводят к образованию переориентированных областей. Пластическая деформация обязательно предшествует полигонизации (ранней стадии рекристаллизации). Полигонизация, можно сказать, нивелирует последствия пластической деформации, давая кристаллам своего рода «отдых». Механизм этих явлений также общий с пластической деформацией — дислокационный.

Явление полигонизации заключается в последеформационном перераспределении дислокаций в деформированных участках, в переползании их из плоскостей скольжения на границы блоков, в более равновесные конфигурации. Полигонизация начинается сразу во многих участках кристалла, и в результате этого области

деформированного кристалла разбиваются на блоки полигонизации, свободные от искажений и повернутые относительно друг друга на некоторые углы. В кристаллах полностью исчезают следы трансляционного скольжения, двойникования, сбросообразования. Спустя некоторое время после деформации сетки блоков полигонизации можно обнаружить практически на любом кристалле. Часто полигонизация стремительно развивается сразу по окончании процесса пластической деформации и занимает секунды (Классен-Неклюдова, Урусовская, 1960). Поэтому блоки полигонизации и принимают нередко за результат пластической деформации.

Выстраивание дислокаций в вертикальные ряды происходит обычно в результате изменения внешних условий после деформации кристалла, например при изменении температуры. К этому приводит взаимодействие одноименных краевых дислокаций в параллельных плоскостях скольжения (Инденбом, 1960). Вертикальные ряды дислокаций образуют границы блоков, симметрично повернутых друг относительно друга вокруг оси, параллельной дислокациям. Описанное явление полигонизации иллюстрирует рис. 40.

Полигонизация возможна лишь в определенных условиях, благоприятных для диффузного переползания дислокаций (например, после дополнительной тепловой обработки). При трансляционном скольжении, например, взаимодействие разноименных краевых дислокаций в параллельных плоскостях скольжения приводит к диагональному равновесному расположению их в соседних плоскостях скольжения (рис. 41, а). Эти дислокации оказывают тормозящее действие на дислокации, скользящие в смежных плоскостях, вызывая образование все новых и новых скоплений. В последних при определенных условиях положительные дислокации выстраиваются в один горизонтальный ряд, отрицательные — в другой, параллельный первому (рис. 41, б). Изменение условий, например отжиг, полигонизует кристалл. Скопления дислокаций рассасываются, а блок полигонизации окаймляется рядами положительных и отрицательных дислокаций (рис. 41, в). Подобный механизм имеет и возникновение пластин в кристаллах каменной соли, расположенных перпендикулярно к плоскостям скольжения и выражающихся изменением двупре-

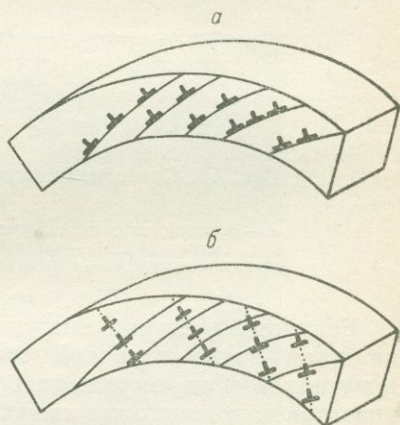


Рис. 40. Полигонизация как переход дислокаций из горизонтальных рядов (а) в вертикальные (б).

ломления. Поэтому нельзя каждую плоскость аномального дву-
 преломления рассматривать как полосу деформации.

Более сложные взаимодействия дислокаций приводят и к более
 сложным явлениям полигонизации, которые детально рассмот-
 рены с теоретической стороны в обзоре В. И. Инденбома (1960),
 а на минералогическом материале — в работе Григорьева (1961),
 поэтому на них мы останавливаться не будем.

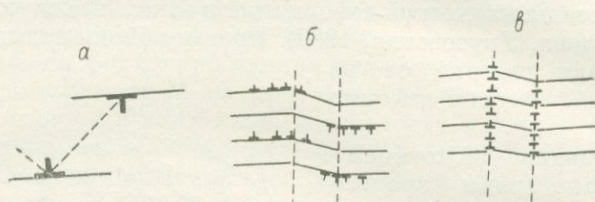


Рис. 41. Схема полигонизации кристалла после сколь-
 жения.

а — диагональное положение равновесия разноименных краевых дислокаций; б — взаимное торможение групп разноименных дислокаций; в — оформление границ блоков полигонизации.

Рекристаллизация, наступающая вслед за полигонизацией, является более глубокой стадией «отдыха» деформированных кристаллов. Она выражается в росте за счет деформированных участков монокристалла новых стабильных кристаллов иной ориентировки с недеформированной решеткой. Этот процесс стоит по своим особенностям ближе к перекристаллизации в твердом состоянии, чем к пластической деформации. Причина рекристаллизации — уменьшение энергии стабильных новообразований по сравнению с энергией исходных деформированных кристаллов. Внутренние напряжения, имевшиеся в исходном кристалле, в результате рекристаллизации снимаются. Ход рекристаллизации зависит от степени предварительной деформации кристаллов, их конституционных особенностей, от температуры и времени.

§ 5. Хрупкое разрушение кристаллов.

Излом, спайность, отдельность

Когда напряжения, возникающие в твердом теле в результате приложенной силы, достигают по величине его предела прочности, происходит хрупкий разрыв, т. е. разделение тела на части путем их раздвигания.

В аморфных механически изотропных телах плоскость разрыва проходит обычно в направлении, перпендикулярном направлению действия силы. Поверхность изломов волнистая, раковистая. При ударном разрушении возникает система волнистых концентрических колец (кольца разлома), сопряженных с системой линий, расходящихся радиально от точки удара (роза разлома).

Пример ее приведен на рис. 42. В случае неперпендикулярного приложения силы к плоскости разрыва требуется напряжение, превышающее величину нормального сопротивления разрыву

$$F = \frac{V}{\sin \psi},$$

где ψ — угол между нормалью к плоскости разрыва и направлением силы; V — сопротивление разрыву. Это уравнение выражает так называемый закон Зонке.



Рис. 42. Раковистый излом урановой смолки. Электронная микрофотография целлюлозно-угольной реплики (по Грицаенко и др., 1961).

В кристаллах картина хрупкого разрушения определяется не только направлением приложения разрушающей нагрузки, но и особенностями кристаллической структуры, вызывающими разрушение кристалла по вполне фиксированным кристаллографическим направлениям. От положения кристаллографических плоскостей, по которым происходит хрупкое разрушение кристалла, зависит и форма поверхностей излома, которая для случая кристаллического состояния вещества оказывается морфологически несравнимо более разнообразной, чем при разрушении аморфного вещества.

Морфологические типы поверхностей излома кристаллов. Определить направления и плоскости наиболее легкого разрушения в кристаллах (т. е. направления и плоскости с наименьшим сопротивлением разрыву) и выяснить морфологию изломов можно путем приложения сосредоточенной разрушающей нагрузки в бесконечно большом числе кристаллографических направлений. Это достигается, например, обкаткой шаров, вырезанных из кристалла, в грубом

порошке абразива под небольшим давлением. Частички абразива наносят на поверхность кристаллического шара бесконечное множество мелких поверхностей излома, полученных при самых разнообразных направлениях разрушающей силы. Произведя измерение кристаллографической ориентировки этих поверхностей и нанеся, скажем, на сетку Вульфа статистически обработанные результаты измерений, получим общую картину кристаллографического распределения поверхностей изломов. Ее можно получить и сразу, без промежуточных операций, если воспользоваться методами

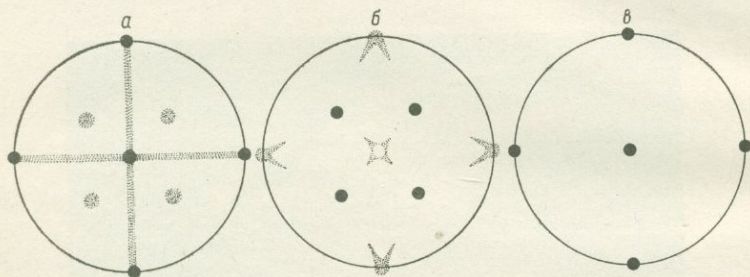


Рис. 43. Поверхности хрупкого разрушения кристаллов гауэрита (а), шпинели (б) и галенита (в).

Лучи — изломы первого типа, *пятна* — изломы второго типа; *черные точки* — изломы третьего типа.

световых фигур или фотогониометрии (рис. 43), которые мы рассмотрим в главе III.

На общей резко анизотропной картине хрупкого разрушения кристаллов выделяются три типа поверхностей изломов, на совокупность которых впервые обратили особое внимание Г. А. Вольф и Дж. Д. Бродер (Wolff, Broder, 1960).

Первый тип поверхностей излома — псевдоцилиндрический. Поверхности излома состоят из множества фрагментальных плоских площадочек, лежащих в одном поясе. На фотограммах, световых картинах и гномостереографических проекциях они отражаются в виде несколько размазанных лучей, исходящих из определенных точек, характеризующих положение кристаллографических плоскостей, или в виде поясов, соединяющих эти точки.

Второй тип поверхностей излома — сферический. Он сходен с предыдущим, но фрагментальные плоские площадочки концентрируются около определенных кристаллографических направлений, проявляясь на рефлексogramмах в виде размазанных облакообразных световых пятен.

Третий тип поверхностей излома — ровные, гладкие до зеркально-гладких, строго ориентированные кристаллографически и описываемые рациональными индексами. На рефлексogramмах они отражаются интенсивными концентрированными

световыми рефлексами, близкими к точкам. Такими плоскостями могут быть как плоскости спайности, так и плоскости отдельности.

Второй и третий типы изломов являются составными частями макроскопически выделяемых раковистых, волнистых, стеклоподобных, волокнистых, занозистых, бугорчатых, крючковатых, зернистых и других сложных поверхностей изломов. Морфологически раковистый излом кристаллов ничем не отличается от раковистого излома аморфных тел — на нем четко выступают те же кольца и розы разлома. Специфична только ориентировка, зависящая не только от направления действующей разрушающей силы, но и от атомной структуры кристалла.

На кристаллах разных минералов могут появляться либо отдельные типы изломов (рис. 43, *в*), либо одновременно все возможные (рис. 43, *а*). Симметрия полученной указанным способом картины разрушения обычно соответствует морфологической симметрии кристалла, но может быть и повышенной.

Г. А. Вольф и Дж. Д. Бродер (Wolff, Broder, 1960) называют совокупную картину трех охарактеризованных выше типов разломов микроспайностью. Вряд ли есть необходимость в выделении микроспайности, так как это понятие не характеризует какого-либо нового явления и относится лишь к способу воспроизводства поверхностей изломов. Четкое различие типов разрушения значительно облегчает анализ картины хрупкого разрушения минералов.

Как уже отмечалось, плоскостями изломов третьего типа с гладкой поверхностью могут быть плоскости спайности и плоскости отдельности. По внешнему виду они трудно различимы, приблизительно сходен и механизм образования (те и другие возникают вдоль тех кристаллографических плоскостей, где силы связи ослаблены). Различие заключается в причинах ослабления связей (Белов, Классен-Неклюдова, 1948). Рассмотрим несколько подробнее явления спайности и отдельности.

Спайность. Хрупкое разрушение кристалла по системе гладких кристаллографически фиксированных плоскостей, ориентировка которых определяется направлениями ослабленной силы связи между элементарными частицами кристаллической структуры, называется спайностью.

Ослабление силы связи обуславливается особенностями строения идеальной кристаллической решетки и спайность в отличие от отдельности является следствием этих структурных особенностей. Плоскости, по которым происходит хрупкое разрушение кристалла, называются плоскостями спайности. Расколов кристалл по плоскостям спайности, можно получить новую, отличающуюся от внешней, кристаллографическую форму, но связанную с нею элементами симметрии (рис. 44).

Степень «гладкости» плоскостей спайности и «легкость» их воспроизведения в кристаллах разных минералов или плоскостей различной ориентировки в кристаллах одного и того же минерала

бывает неодинаковой, поэтому для их характеристики, кроме кристаллографической ориентировки, вводится понятие степени совершенства спайности (от весьма совершенной до весьма несовершенной).

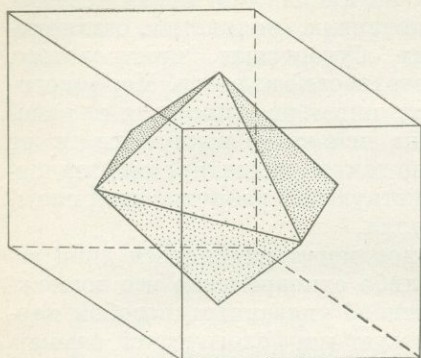


Рис. 44. Выколоч флюорита по спайности.

Поверхность плоскостей спайности, даже совершенной, кажется зеркально-гладкой лишь внешне. Более тонкое исследование, например электронномикроскопическое, раскрывает наличие на ней разного рода дефектов, фрагментов неровного и раковистого излома, ступенек, двойниковых прослоек и т. п. (рис. 45).

Почти во всех случаях проявляется очень тонкий волнообразный рельеф плоскостей спайности (рис. 46). Волны не имеют строгой кристаллографической ориентировки и всегда перпендикулярны направлению распростра-

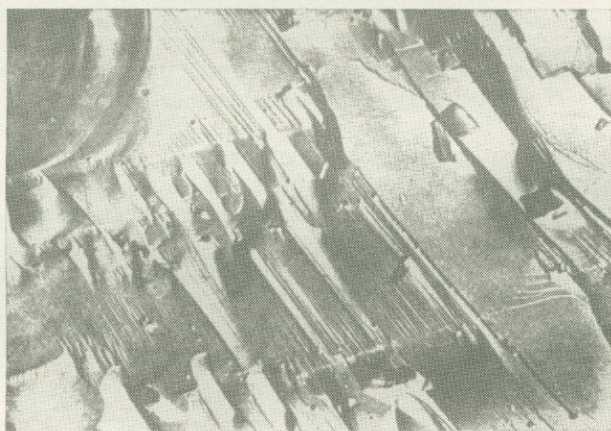


Рис. 45. Поверхность излома по плоскости спайности (001) кристалла барита. Электронномикроскопическая фотография самооттененной угольной реплики (по Грицаенко и др., 1961).

нения трещины. Если хрупкий разрыв воспроизводится линейно сосредоточенной нагрузкой (например, лезвием), то волны параллельны линии ее приложения, если точечно сосредоточенной, волны распространяются концентрически от точки

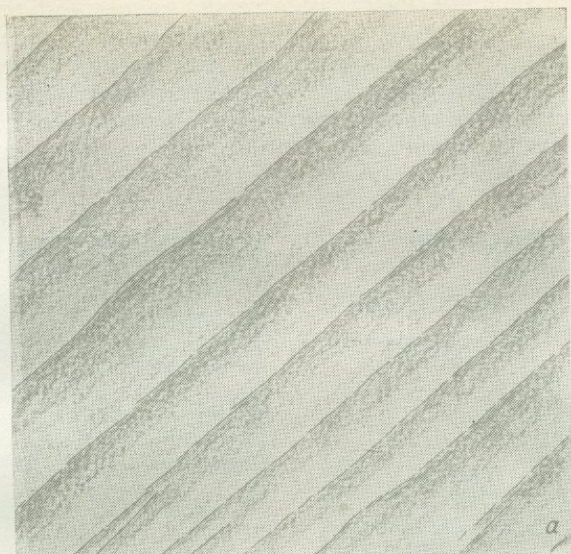


Рис. 46. Волнообразный рельеф на плоскостях спайности кристаллов алмаза (а) и кварца (б), обнаруживающийся с помощью электронного микроскопа.

приложения нагрузки. Расстояние между волнами на одних участках одинаково, на других — уменьшается или увеличивается. Газово-жидкие и твердые включения на строение волнообразного рельефа влияют по-разному. В одних случаях они становятся препятствием для распространения волны, и фронт волны огибает их, постепенно распрямляясь после того, как препятствие пройдено (рис. 47, а). В других случаях волны совершенно не реагируют

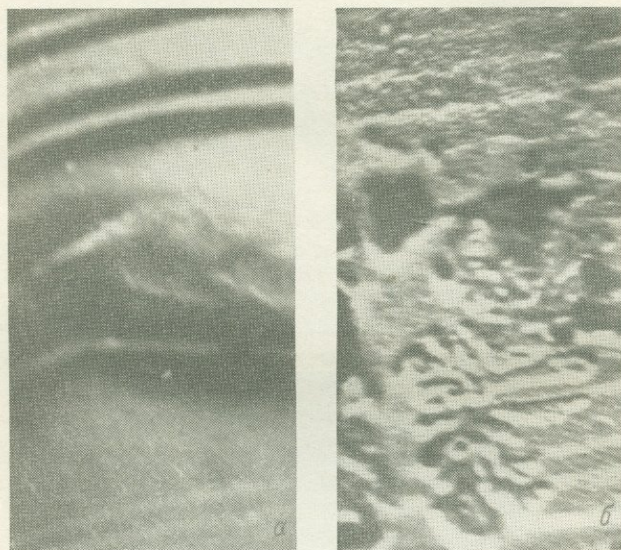


Рис. 47. Взаимоотношения фронта волны с включениями.

на включения — не изменяется ни расстояния между ними, ни скорость (рис. 47, б). Происходит только скорлупообразное отслаивание материала около включений.

Проанализируем структурные условия проявления спайности. Согласно закону Бравэ, сопротивление разрыву по какой-либо кристаллографической плоскости убывает с увеличением межплоскостного расстояния d_{hkl} , и плоскостями спайности должны быть плоскости с наибольшим межплоскостным расстоянием, наиболее густо усеянные атомами. Как показывают наблюдения, это правило в общем случае не выдерживается, хотя и оправдывается в ряде случаев (металлы с плотнейшей шаровой упаковкой, слоистые структуры). Оно не может быть привлечено, в частности, для объяснения характера спайности в симметричных координационных кристаллах типа сфалерита, построенных из частиц разного сорта. То же самое препятствие возникает и при попытках использовать для анализа причин появления спайности представлений Н. З. Ев-

зиковой (1966) о структурных плотностях граней и направлений кристалла.

Правило Браве уточнил Ю. В. Вульф, введя поправку на силы химического сцепления. По его правилу наличие в том же сфале-

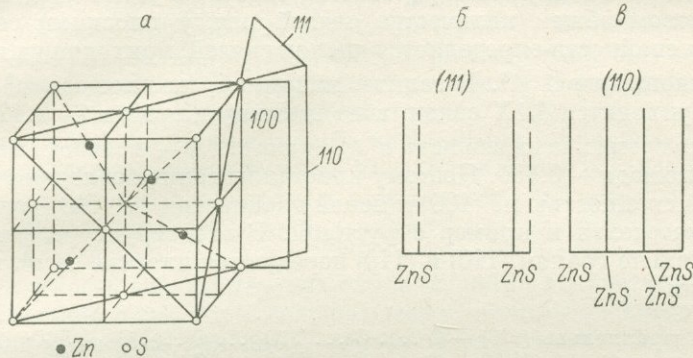


Рис. 48. Структура сфалерита (а) и расположение сеток (111) и (110) в ней (б, в).

рите спайности по ромбододекаэдру {110}, тогда как наиболее далеко удалены друг от друга сетки {111}, можно объяснить тем, что в одной из двух соседних сеток (111) находятся лишь ионы серы, в другой — лишь ионы цинка (рис. 48). Крепкая связь разноименно

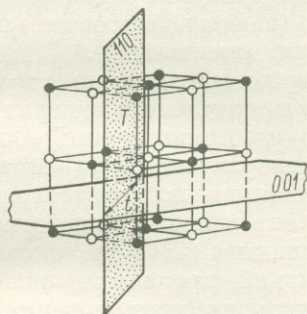


Рис. 49. Расположение плоскостей спайности в структуре типа NaCl.

T — плоскость скольжения;
t — направление скольжения.

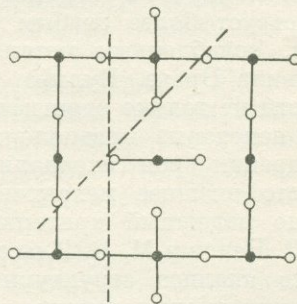


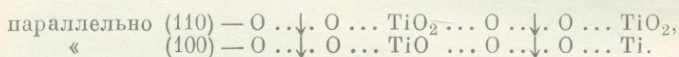
Рис. 50. Расположение плоскостей спайности в структуре типа рутила.

заряженных частиц этих элементов и препятствует разрыву кристаллов по сеткам {111}. Разрыв осуществляется по сеткам (110), которые по величине межплоскостного расстояния стоят на втором месте, но в плоскостях любой из которых лежат одновременно и атомы серы, и атомы цинка. Поэтому связь между соседними сетками {110} менее сильная.

Кристаллы алмаза, тип структуры которых близок к структуре сфалерита, но узлы решетки заняты одинаковыми частицами, обладают спайностью по (111), согласной с правилом Браве.

Еще более строгую увязку характера спайности с конституцией кристалла дает Х. Винклер (Winkler, 1950). Он установил, что при одинаковом общем количестве связей между плоскими сетками степень спайности определяется числом связей, приходящих на единицу площади в 1 \AA^2 . В галите, например, на площадь a^2 грани (100) приходится $4AX$ связи, а на единицу площади — 0.126 связей, в то время как на площадь $a^2\sqrt{2}$ грани (110) — 8 связей, а на единицу площади — 0.180. Поэтому кристаллы галита обладают совершенной спайностью по {100} и ясной спайностью по {110} (рис. 49).

Показателен и пример с рутилом. В его структуре (рис. 50) параллельно граням (110) и (110) чередуются плоские сетки такого строения



Следовало бы ожидать по ним одинаковой спайности, но на самом деле спайность по (110) совершенная, а по {100} проявляется слабо. Расчет показывает, что на единицу площади грани (110) приходится 0.105 связей, а на единицу площади (100) — 0.148 связей, этим и объясняется степень развития спайности.

В общем случае в анизометричных структурах спайность всегда соответствует более слабым связям (вандерваальсовым, слабым ионным, ослабленным металлическим, смешанным).

Правила Бравэ, Вульфа, Винклера позволяют по характеру спайности не только идентифицировать изучаемый минерал, но и делать некоторые предположения о его конституции. Впрочем до внедрения рентгеноанализа в минералогическую практику это чисто внешнее механическое свойство использовалось как довольно надежный критерий для определения типа решетки.

Н. В. Белов и М. В. Классен-Неклюдова (1948) на основе тщательного анализа структурных условий проявления спайности вывели ряд правил, определяющих условия существования спайности у кристаллов с разными типами структурных связей.

Правила для гомеополярных кристаллов первой группы, каждый атом в решетке которых окружен совершенно симметрично и находится от них на одинаковых расстояниях, т. е. имеет одно координационное число (алмаз, сфалерит, вюрцит, арсенолит, сенармонтит и др.):

1) плоскости спайности никогда не проходят между такими соседними плоскостями решетки, одна из которых выполнена атомами металлов, вторая — атомами неметаллов;

2) раскол, соответствующий спайности, распространяется между наиболее удаленными друг от друга плоскостями, семейства ко-

торых, несмотря на наличие одинаковых связей, всегда имеются в кристаллической решетке (см. разобраный выше пример со сфалеритом).

Правила для гомеополярных кристаллов второй группы, в которых каждый атом характеризуется несколькими координационными числами, ближними и дальними (графит, молибденит):

1) между кристаллографическими плоскостями, по которым развивается спайность, содержатся равные количества положительных и отрицательных компонентов;

2) плоскость спайности никогда не нарушает «коротких» связей, обусловленных взаимодействием атомов на близком расстоянии.

Правила для гетерополярных кристаллов, у которых не наблюдается образование радикалов (галит, флюорит, куприт, рутил, анатаз и др.):

1) спайность возникает в тех случаях, когда в решетке существуют соседние пары параллельных сеток, каждая из которых образована крупными анионами, причем между двумя сетками пары нет катионов;

2) спайность выражена тем резче, чем больше взаимное расстояние между сетками такой пары;

3) наиболее совершенные случаи спайности имеют место тогда, когда определяющие спайность пары параллельных плоских сеток являются плоскостями с плотнейшей шаровой упаковкой и поэтому наиболее удалены друг от друга.

Правила для гетерополярных (ионных) кристаллов, содержащих радикалы (кальцит, арагонит, барит, топаз, оливин, берилл и др.):

1) спайность никогда не разделяет радикалы;

2) направление спайности определяется парами плоскостей, выполненных анионами, и только в случае отсутствия таких плоскостей направление спайности определяют большие катионы;

3) если намечается две системы спайности, то существуют две возможности:

а) если расстояния между соответствующими парами анионных плоскостей неодинаковы, то возникает только спайность, отвечающая максимальному расстоянию между анионами;

б) если расстояние между парами анионных плоскостей примерно одинаково для нескольких семейств плоскостей, то вдоль этих плоскостей возникает спайность.

Механизм изломов по плоскостям спайности определяется неравномерным распределением напряжений в теле разрушающегося кристалла, обусловленным структурными факторами.

Плоскости спайности являются наиболее слабыми плоскостями кристалла. Прочность кристалла в направлении какой-либо кристаллографической плоскости определяется частным сопротивлением разрыву v_{hkl} . Величина v_{hkl} различна для разных плоскостей (hkl) и, очевидно, наименьшая для плоскостей спай-

ности. Величина растягивающей или сжимающей силы, необходимая для разрыва кристалла, зависит от угла между спайностью и направлением силы и определяется формулой

$$F = \frac{\nu S_0}{\cos^2 \varphi},$$

где φ — угол между нормалью к плоскости спайности и направлением силы; S_0 — площадь поперечного сечения кристалла.

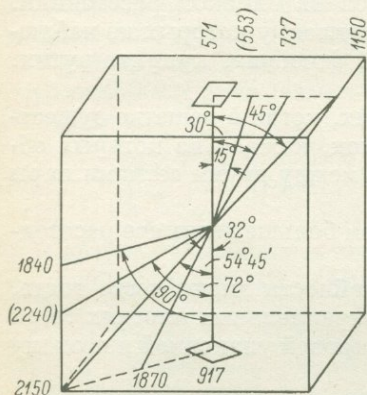


Рис. 51. Изменение разрывающего напряжения (в кГ/мм²) с изменением направления в кристалле галита (по Voight, 1910). В скобки взяты сомнительные значения.

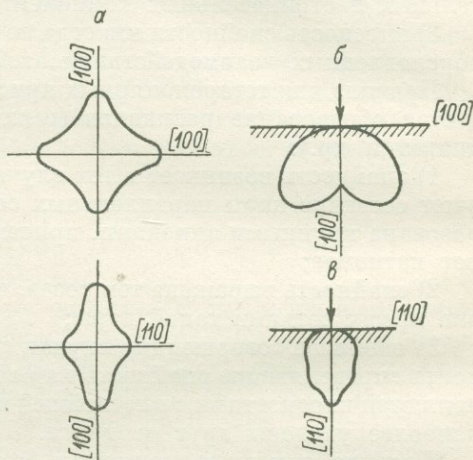


Рис. 52. Сечения фигуры модуля Юнга кристаллов хлористого калия плоскостью куба и ромбического додекаэдра (а) и распределение максимальных деформаций при различных направлениях приложения сосредоточенной нагрузки (б, в).

Анизотропия сопротивления разрыву прекрасно иллюстрируется, например, данными экспериментов В. Фойгта (Voight, 1910) с кристаллами галита, результаты которых приведены на рис. 51.

А. В. Степанов (1949) проанализировал вопрос о причинах проявления спайности в кристаллах на основании теории упругости, не выходя за ее рамки и как бы абстрагируясь на этом этапе от конституционных особенностей минералов. Он показал, что приложение сосредоточенной силы в направлениях с различной жесткостью (с различной величиной модуля Юнга) вызывает и различные картины распределения максимальных радиальных относительных деформаций.

Если сосредоточенная сила приложена вдоль направления наибольшей жесткости (рис. 52, б), имеет место резкое неравенство $\sigma_x \gg \sigma_y$ и концентрация напряжений в сравнительно узкой области

полуплоскости (рис. 53, а). Следовательно, нагрузку несет только узкая вертикальная полоска в полуплоскости под сосредоточенной силой F , боковые же участки полуплоскости по обе стороны от этой центральной полоски как бы отсутствуют и не оказывают «поддержки». Этим создаются предпосылки к потере упругой устойчивости полосы. Уругие перемещения вещества происходят в сторону от линии действия сосредоточенной силы F , а разьединение полуплоскости, образование спайной трещины должно

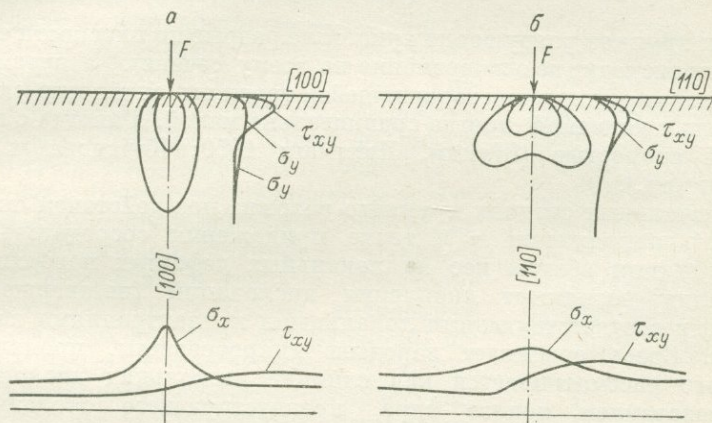


Рис. 53. Кривые максимальных скалывающих напряжений и кривые изменения σ_x , σ_y , τ_{xy} в вертикальном и горизонтальном направлениях от точки приложения сосредоточенной нагрузки в кристалле хлористого калия.

а — для случая, если сила приложена вдоль направления наибольшей жесткости; б — для случая, если сила приложена вдоль направления наименьшей жесткости.

произойти именно по этой линии. В кристаллах хлористого калия поэтому плоскостями спайности и являются плоскости $\{100\}$.

Если сосредоточенная сила приложена вдоль направления наименьшей жесткости (рис. 52, в), σ_x примерно равно σ_y , т. е. область полуплоскости вблизи направления действия силы как бы «поддерживается» боковыми участками полуплоскости (рис. 53, б). Распределение напряжений в горизонтальном направлении показывает, что здесь имеет место рассредоточивание напряжений. Напряжения от сосредоточенной силы F распределяются на значительно большую, чем в предыдущем случае, площадь. Направление, вдоль которого деформации имеют наибольшее значение, совпадает с направлением действия силы F . Последняя стремится вызвать проминание, а не раскалывание полуплоскости, и остаточные изменения должны иметь характер вмятины, а не трещины.

Гипотеза А. В. Степанова довольно удовлетворительно объясняет появление спайности на большинстве минералов и искусствен-

ных кристаллов, но она все же имеет вероятностный характер. Можно заметить, что спайность иногда не проявляется в тех направлениях, в которых ее следует ожидать по гипотезе А. В. Степанова (по {0001} в кристаллах кадмия, по {100} в кристаллах алмаза), или, наоборот, проявляется в, казалось бы, запрещенных направлениях (по {110} в кристаллах вюрцита, по {111} в кристаллах флюорита, по {110} в кристаллах алмаза). Видимо, здесь сказываются какие-то конституционные аномалии этих минералов.

При хрупком разрушении кристалла разрыв по плоскости спайности происходит не одновременно по всему сечению, а путем постепенного прохождения зародившейся трещины спайности сквозь кристалл с конечной, иногда сравнительно малой, а иногда с переменной скоростью (Щукин, Лихтман; 1959; Кочанова и др., 1960, и др.).

В начальных стадиях хрупкого разрыва под действием скалывающего напряжения τ в точке приложения сосредоточенной нагрузки или вблизи нее на локальных дефектах поверхности кристалла возникают скопления дислокаций (незавершенные сдвиги) с соответствующими локальными концентрациями напряжений. Здесь возникает зародыш микротрещины, проявление которого рассматривается как слияние нескольких дислокаций с образованием полого ядра, препятствующего скольжению и застопоривающего пластический сдвиг.

Рост деформационных неоднородностей и концентрации напряжений приводят к появлению равновесной микротрещины, включающей в свою полость скопление дислокаций. В процессе роста микротрещины в нее поступают новые и новые дислокации, приводящие к частичному снятию высоких напряжений в близлежащей области. Вначале трещина формируется медленно, постепенно ускоряя свой рост в местах с высокой концентрацией напряжений, вызванной неоднородностью предварительной пластической деформации. Затем происходит быстрый процесс распространения одной или нескольких близко расположенных трещин на все сечение кристалла. Выигрыш энергии при раскрытии трещины пропорционален логарифму ее длины, поэтому трещина будет равновесной и ее максимальные размеры могут достичь величины

$$C_{\text{макс}} = \frac{\beta \tau^2 L^2}{Gf},$$

где C — длина трещины; L — максимальные размеры области скопления дислокаций, т. е. сечение кристалла; G — модуль сдвига; f — удельная свободная поверхностная энергия; β — безразмерный коэффициент, близкий к 1.

Наступление полного разрыва по плоскости спайности определяется нормальным приложенным напряжением σ . Когда

σ достигает значения, при котором наиболее опасная трещина утрачивает равновесность, т. е. при

$$\sigma = \alpha \left(\frac{Ej}{C_{\text{макс}}} \right)^{1/2} = \alpha' \left(\frac{Gj}{C_{\text{макс}}} \right)^{1/2}$$

кристалл разрывается.

Разрыв кристалла происходит по той плоскости спайности, которая оказывается наиболее эффективной по закону Зонке. Развивающаяся трещина может в свою очередь вызывать процессы пластической деформации, временами тормозя свой бег. Поэтому плоскости спайности, как правило, имеют волнообразный рельеф (рис. 54). Гребни волн очерчивают фронт развивающейся трещины в моменты замедления ее движения. Плотность дислокаций в плоскости спайности с волнообразным рельефом периодически изменяется, максимумы ее совпадают с точками замедления движения трещин. Анализ волнообразного рельефа спайных поверхностей позволяет по расстоянию между гребнями волн восстановить скорость распространения трещины, так как целым рядом исследователей показано, что расстояние между гребнями является функцией скорости развития трещины. Около различных дефектов скорость распространения трещины уменьшается (эффект застопорения), волны укладываются плотнее друг к другу, иногда изгибаясь, на этих участках чаще появляются фрагменты раковистого излома. На более однородных участках трещина проскакивает быстрее, интервалы между гребнями волн заметно увеличены.

Обычно при раскалывании кристалла растет несколько зародышевых трещин спайности. Они то соединяются друг с другом, перескакивая из одной плоскости в соседнюю, параллельную первой, то вновь расходятся. Это вызывает отклонение некоторых участков плоскостей спайности от идеального кристаллографического положения. На таких участках появляются фрагменты ступенчатой скульптуры, скульптуры раковистого излома и других структур, не характерных для плоскостей спайности. На волнообразный рельеф плоскостей спайности накладываются поперечные штрихи, являющиеся элементами-лучами роз раковистого излома (рис. 54).

Отдельность и ее отличия от спайности. Отдельностью называется свойство некоторых кристаллов раскалываться по системе

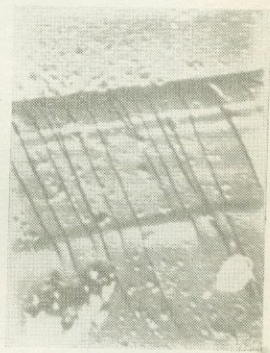


Рис. 54. Волнообразный рельеф с лучами роз раковистого излома на плоскости спайности кварца. Электронно-микроскопический снимок.

гладких плоскостей, положение которых определяется не зонами ослабленных связей идеальной кристаллической решетки, а особенностями ее искажений. Таким образом, отдельность является следствием неоднородной структуры реальных кристаллов.

Примерами отдельности могут служить ровные сколы у кристаллов синтетического корунда по плоскостям $(10\bar{1}1)$ и $(11\bar{2}0)$, у шпинели, магнетита и самородной серы — по (111) и т. д. Довольно часто устанавливается, что кристаллы одного и того же минерала из разных месторождений имеют разную «спайность». Например, на кристаллах станнита из Корнуолла довольно отчетливо проявляются гладкие плоские сколы по $\{110\}$ и $\{001\}$, а на кристаллах из Боливии их нет совершенно. Иногда «спайность» проявляется на гранате, кристаллы которого, казалось бы, совершенно не должны ее иметь. Таких примеров можно привести множество, и во всех случаях анализ структуры минералов не дает указаний на возможность существования у их кристаллов каких-либо плоскостей с резко ослабленными структурными связями.

Исследование реальных кристаллов с проявлением отдельности показывает, что она может быть результатом четырех основных причин.

Первой причиной, и, пожалуй, основной, является наличие в разрушаемом кристалле двойниковых прослоек, особенно с некогерентными границами, и пересекающихся прослоек, приводящих к образованию тонких пустотелых каналов Розе. Как уже отмечалось (гл. II, § 4), вдоль границ двойниковых прослоек могут концентрироваться значительные внутренние напряжения. Эти напряжения, как и напряжения в зонах ослабленных каналов Розе, являются источниками преждевременного разрушения кристаллов, а плоская форма двойниковых границ определяет ровные плоские сколы по ним, т. е. отдельность. Остаточные напряжения могут локализоваться и в следах скольжения, определяя образование по ним отдельности. Отдельность, связанная с границами двойниковых прослоек, наблюдается, например, в рубине по $(10\bar{1}1)$ и $(11\bar{2}0)$.

Второй причиной возникновения плоскостей отдельности могут быть конституционные особенности реального кристалла, в частности, такое распределение изоморфных примесей, при котором появляются структурные зоны с ослабленными связями.

В качестве третьей причины можно назвать присутствие субмикроскопических включений, группирующихся по определенным кристаллографическим плоскостям и ослабляющих их сопротивление разрыву. Так, ровные плоские сколы по (0001) на кристаллах корунда осуществляются по зонам роста, ослабленным отложением субмикроскопических иголок диаспора, сколы по (111) в магнетите — по скоплениям гетита и т. п.

И, наконец, четвертая причина образования отдельности заключается в своеобразном сочетании факторов, связанных со стру-

ктурой кристалла и внешними особенностями деформации. Известно, что трещины разрыва могут развиваться и не по плоскостям спайности, им выгоднее всего развиваться в том направлении

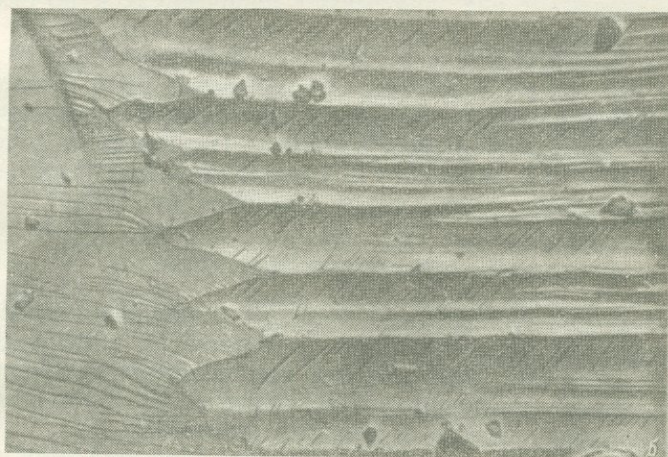
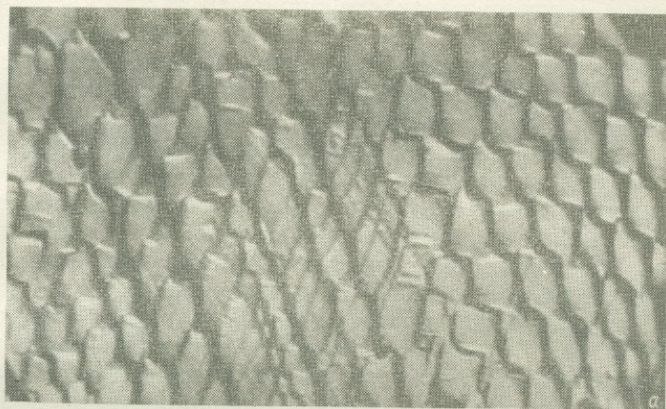


Рис. 55. Поверхность плоскости спайности (б) и плоскости отдельности (а) в кварце. Электронномикроскопическая фотография самооттененной угольной реплики (по Грицаенко и др., 1961).

θ , где самая высокая концентрация локальных напряжений. В изотропной среде, например, угол θ оценивается примерно в 70° . Если в кристалле нет плоскостей спайности в соответствующих оптимальному углу θ направлениях, трещины раскола приобретают ступенчатый вид: расколы по одной спайности чередуются с расколами по другой, причем площадки той спай-

ности, по которой раскол происходит легче, оказываются больше по площади смежных. Общее же направление трещины соответствует направлению θ . Такая микроступенчатая плоскость будет также плоскостью отдельности.

Уверенно отличить плоскости спайности от плоскостей отдельности можно лишь после определения их кристаллографической ориентировки и выяснения положения в кристаллической структуре минерала. Морфологические отличия нечетки и требуют дополнительных исследований.

В ряде случаев уже световые рефлексы на гониометре, фотогониометре или экране показывают, что плоскость отдельности имеет ступенчатый или мозаичный рельеф, слагаясь фрагментами плоскостей спайности, направление которых не совпадает с направлением плоскости отдельности. Так, октаэдрическая «спайность» галенита, по данным исследований Г. А. Вольфа и Дж. Д. Бродера (1960), подтвержденных и нами на кристаллах с Приполярного Урала, оказывается типичной отдельностью. Плоскости октаэдра слагаются из микроскопических ступенек, ограниченных фрагментами плоскостей спайности по кубу. Световые рефлексy от них показывают кубическую, а не октаэдрическую ориентировку плоских участков. То же самое можно сказать и об отдельности по $\{011\}$ в периклазе.

Чаще приходится прибегать к более тонким микроскопическим и электронномикроскопическим исследованиям. Особенно перспективна электронная микроскопия. На снимках волнистый рельеф плоскостей спайности и ступенчатый плоскостей отдельности проявляется очень четко (сравнить рис. 55, а и 55, б).

§ 6. Упрочнение кристаллов

Остановимся на основных вопросах упрочнения кристаллов, вытекающих из рассмотренного материала и дислокационной теории деформаций. Известно, что механическая прочность кристаллов сильно структурно-чувствительна и изменяется для одних и тех же веществ в широких пределах.

Одной из причин упрочнения кристаллов является взаимодействие дислокаций. Так как каждая дислокация обладает определенным силовым полем с определенными в каждой его точке касательными и нормальными напряжениями, при сближении нескольких дислокаций возникают силы взаимодействия, стремящиеся притянуть разноименные дислокации и оттолкнуть одноименные. Это взаимодействие приводит к росту в данной плоскости кристалла сопротивления сдвигу по мере накопления дислокаций и к упрочнению кристалла.

Очень интересна роль различного рода дефектов и примесей в кристаллах. Они оказывают на деформацию кристалла двойное влияние. С одной стороны, как было показано выше, дефекты

структуры, способствуя образованию дислокаций, ослабляют кристалл. С другой стороны, препятствуя свободному перемещению дислокаций, они упрочняют его. Проходя через препятствие (дефект структуры, атом примеси, включение, другая дислокация), дислокация вынуждена изгибаться, огибать препятствие подобно

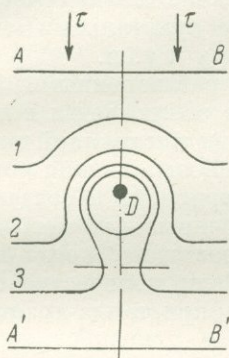


Рис. 56. Схема прохождения линейной дислокации через препятствие.

АВ — форма линейной дислокации вдали от препятствия D; 1, 2, 3 — постепенное искривление дислокации по мере приближения к препятствию D и замыкание образующейся петли за этим препятствием; А'В' — выпрямление линейной дислокации вдали за препятствием.

вания увеличивается число дислокаций, а также число препятствий, возникающих в местах их пересечений.

Сильное тормозящее действие на дислокации оказывают границы блоков, границы зерен, крупные обособленные включения в решетке.

Этот краткий анализ позволяет отразить влияние количества дефектов на прочность кристалла кривой, подобной изображенной на рис. 57. Точка $\rho_{\text{мин}}$ соответствует такой плотности дислокаций, при которой сопротивление кристалла деформации минимально. Левая ветвь характеризует резкое увеличение прочности без-

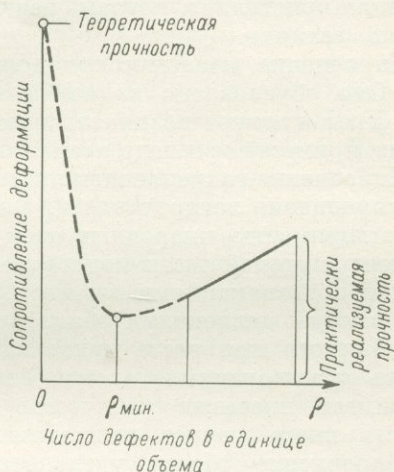


Рис. 57. Зависимость сопротивления деформации от числа дефектов, содержащихся в кристалле.

петле и снова становится прямолинейной (рис. 56). Это огибание сопровождается удлинением дислокации и усилением локального искажения структуры, на что требуется дополнительная затрата работы. Ясно, что кристалл на дефектном участке характеризуется значительно большим сопротивлением деформации, чем на участке с неискаженной структурой, особенно если учесть, что с ростом степени деформиро-

дефектных кристаллов, структура которых близка к идеальной, правая — упрочнение вследствие сопротивления перемещению дислокаций. В природе и быту, как правило, мы сталкиваемся с упрочнением как отражением правой ветви кривой.

На основании вышесказанного можно выделить четыре способа упрочнения кристаллов, которые реализуются в природе и используются в технике.

1. Упрочнение механическим торможением движения дислокаций. Оно обусловлено наличием в кристалле мелких частиц другой фазы и может возникать при захвате кристаллами механических примесей, распаде твердого раствора и т. п.

2. Упрочнение закреплением дислокаций «растворенными» атомами (упрочнение легированием). Смысл его заключается в том, что «растворимость» инородных атомов вблизи дислокаций выше, чем в неискаженной части кристалла (за счет заполнения соседствующих с дислокациями вакансий). Это приводит к созданию вокруг каждой дислокации облака «растворенных» атомов, особенно обычного при росте кристаллов из расплава, когда подвижность «растворенных» атомов велика. Если количество атомов примеси превысит количество атомов кристалла-хозяина, прочность вновь начнет снижаться.

3. Упрочнение общим увеличением плотности дислокаций. Плотность дислокаций может быть резко увеличена предварительной холодной обработкой поверхности кристалла — наклепом. Образование наклепа, в частности, имеет место при механической полировке граней кристаллов, изготовлении шлифов, полировок и т. п. Это нужно иметь в виду при производстве механических испытаний таких препаратов.

4. Упрочнение удалением из кристалла всех дислокаций. Это единственный вид упрочнения, в котором реализуется левая ветвь кривой зависимости сопротивления деформации от числа дефектов (рис. 57).

К кристаллам, почти свободным от дефектов, относятся так называемые «усы» (нитевидные кристаллы), вырастающие при больших пересыщениях. Толщина «усов» колеблется от 0.05 до 2 мк, длина от 2 до 10 мм, иногда больше. Каждый такой кристалл или совсем не содержит дислокаций или содержит очень мало. «Усы» обладают исключительной прочностью, близкой к теоретически рассчитанной для идеальной структуры. Предел прочности нитевидных кристаллов в 8—80 раз, а предел текучести в 80—1200 раз выше, чем для обычных кристаллов. Например, «усы» железа обладают прочностью 1336 кг/мм^2 , меди — 302 кг/мм^2 , цинка — 225 кг/мм^2 , в то время как пределы прочности массивных образцов этих металлов соответственно равны 30.26 и 18 кг/мм^2 . Предел текучести «усов» олова в 1000 раз больше, чем предел текучести его обычных кристаллов. Упругая деформация нитевидных кристаллов может достигать нескольких про-

центов, в то время как у обычных она не больше сотых долей процента.

Поскольку не исключена возможность широкого распространения сверхпрочных нитевидных кристаллов в природе, а такие находки уже имеются (Малеев, 1966, 1971), представляется целесообразным привести более подробные сведения о их форме, структуре и способах выращивания. Отметим, что в разное время было опубликовано несколько обстоятельных обзоров по этому вопросу, например Г. А. Гофмана (1959), И. А. Одингга и др. (1963), интересное исследование М. Н. Малеева (1971) и др.

Форма и размеры «усов» довольно разнообразны. Чаще всего получаются гладкие и прямые кристаллы диаметром от 1 до 20 мк, однако «усы» могут расти и в виде спиралей, бусинок, скруток, клубков, пластинок и т. п. Иногда наблюдаются ленты шириной около 1 мк и толщиной примерно 1000 А, поверхностная структура которых представляет собою пучок тонких кристаллов. «Усы» галита малого (менее 1 мк) диаметра в поперечном сечении округлы, утолщение их при дальнейшем росте происходит слоями.

Структура «усов» почти всегда монокристалльная, несмотря даже на спиралеобразную форму, наличие изгибов и изломов. Спиралеобразная форма «усов» обязана прецессии единственной винтовой дислокации, линия которой расположена на оси образующегося нитевидного кристалла.

Видимо, не совсем верно представление о том, что каждый нитевидный кристалл содержит всего одну дислокацию. Декорирование показывает, что можно выделить по крайней мере три группы «усов»: первую — «усы», вообще не содержащие дислокаций либо имеющие 1—2 винтовые дислокации (сечение их менее 100 мк²); вторую — «усы» со сложной дислокационной структурой и большой плотностью дислокаций (сечение их более 1000 мк²); третью — «усы» промежуточного типа между первым и вторым с переменной плотностью дислокаций. Поэтому и наблюдается яркая зависимость прочностных свойств нитевидных кристаллов от размера их поперечного сечения.

Методы получения нитевидных кристаллов разработаны в основном для металлов. Наиболее распространенный способ — выращивание «усов» путем восстановления галоидных солей при нагревании в струе водорода. После восстановления ванночку с раствором помещают в камеру охлаждения и ее стенки покрываются друзами нитевидных кристалликов. Так получают «усы» меди, серебра, железа, никеля, кобальта, платины, золота. Размеры, форма и качество выращиваемых кристаллов регулируются условиями опыта. Нитевидные кристаллы цинка, кадмия, серебра, сульфида кадмия и др. можно выращивать путем конденсации пересыщенных паров этих металлов на холодной поверхности. В каждом отдельном случае для оптимального роста требуется свой специальный режим. Кристаллы, выращенные этим спо-

собом, особенно в атмосфере инертного газа, являются наиболее однородными, свободными от примесей и прочными.

Интересны случаи самопроизвольного роста «усов» на пластинках и тонких слоях металлов, образованных электролитическим осаждением или конденсацией их паров. Рост кристаллов длится многие месяцы, ускорить его можно уменьшением толщины электролитического покрытия или сдавливанием, а также приложением циклических изгибающих или сдвиговых напряжений. Если при получении «усов» из газовой фазы рост их происходит с вершины, то из твердой фазы «усы», наоборот, растут основаниями.

В ряде случаев «усы» удается получать электролитическим осаждением солей металлов в присутствии органических добавок.

Неметаллические нитевидные кристаллы, например кристаллы со структурой типа NaCl, могут быть получены кристаллизацией через пористую перегородку (фарфор, черепица и т. п.). Другая модификация этого способа — рост кристаллов на поверхности целлофанового мешочка, внутрь которого налит слегка недосыщенный раствор. За несколько дней наружная поверхность целлофановой пленки покрывается нитевидными кристаллами диаметром 1—10 мк и длиной до 10 мм.

Известно около 200 минеральных видов, кристаллизующихся в природе в виде нитевидных кристаллов, свойства которых столь же необычны, как и свойства искусственных «усов». К таким минералам относятся рутил, козалин, натролит, асбесты, гипс, эпсомит и многие другие. Их минералогическое описание и анализ условий образования приведены в работе М. Н. Малеева (1971).

Глава II

ТВЕРДОСТЬ МИНЕРАЛОВ, ЕЕ ПРИРОДА И СВЯЗЬ С ДРУГИМИ МЕХАНИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ КРИСТАЛЛОВ

§ 1. Твердость и способы ее определения

В минералогической практике механические свойства минералов обычно характеризуются их твердостью, т. е. сопротивлением минерала механическому разрушению. Для оценки твердости разработан целый ряд методов, в той или иной мере используемых минералогами. Эти методы можно объединить в четыре группы: а) методы царапания; б) методы статического и динамического вдавливания; в) методы сверления и г) методы шлифования.

Методы царапания позволяют дать относительную оценку твердости минералов. Определение твердости производится царапанием изучаемого минерала другими эталонными минералами относительной шкалы Мооса или какими-либо предметами с известной твердостью (ногтем, медной иглой, ножом, стеклом, напильником и т. п.) Более точное определение твердости царапанием можно проводить с помощью специальных приборов — склерометров, принцип действия которых основан на нанесении твердым острием (стальной или алмазной иглой), находящимся под постоянной нагрузкой, царапин на поверхности минерала. Склерометрическая твердость может вычисляться: а) по нагрузке на острие, вызывающей появление царапины на образце при его равномерном движении; б) ширине царапины, возникающей под постоянной нагрузкой, в) усилию протягивания, вызывающему появление царапины определенной ширины, и г) величине нагрузки, приходящейся на единицу площади царапины. Иногда используется метод затухающих колебаний маятника, предложенный Д. И. Менделеевым. Твердость определяется на основании кривых затухания амплитуды колебаний маятника, снабженного острием, которое и царапает испытываемый минерал.

Методы статического вдавливания довольно разнообразны, но имеют общий принцип — вдавливание твердого, практически недеформирующегося наконечника (индентора). Твердость определяется как отношение величины нагрузки к площади горизонтальной проекции или глубине образующегося в минерале отпечатка. Разнообразие методов этой группы заключается в вариациях формы индентора. В качестве инденторов в приборах используются шарики, цилиндры, конусы с различными углами заострения, пирамиды разнообразной формы и также

с различными углами при вершине. Наибольшей популярностью пользуется метод Виккерса. Приборы, основанные на этом методе, снабжены пирамидальным индентором с квадратным основанием и углом при вершине 136° . Разновидностью метода Виккерса является так называемый метод «микротвердости»,¹ с помощью которого твердость измеряется на микроскопически малом участке грани, что достигается использованием небольшой алмазной пирамиды и применением малых нагрузок (от 2 до 500 Г). При определении «макротвердости» на больших участках граней пользуются специальными приборами с большими нагрузками (более 1 кГ). Твердость при микровдавливании вычисляется по формуле

$$H = \frac{1854P}{d^2} \text{ кГ/мм}^2,$$

где P — нагрузка на индентор, Г; d — размер диагонали отпечатка, мк.

Динамические методы определения твердости заключаются в том, что с некоторой постоянной высоты на поверхность минерала падает боек и отскакивает от нее. Мерой твердости является высота отражения бойка.

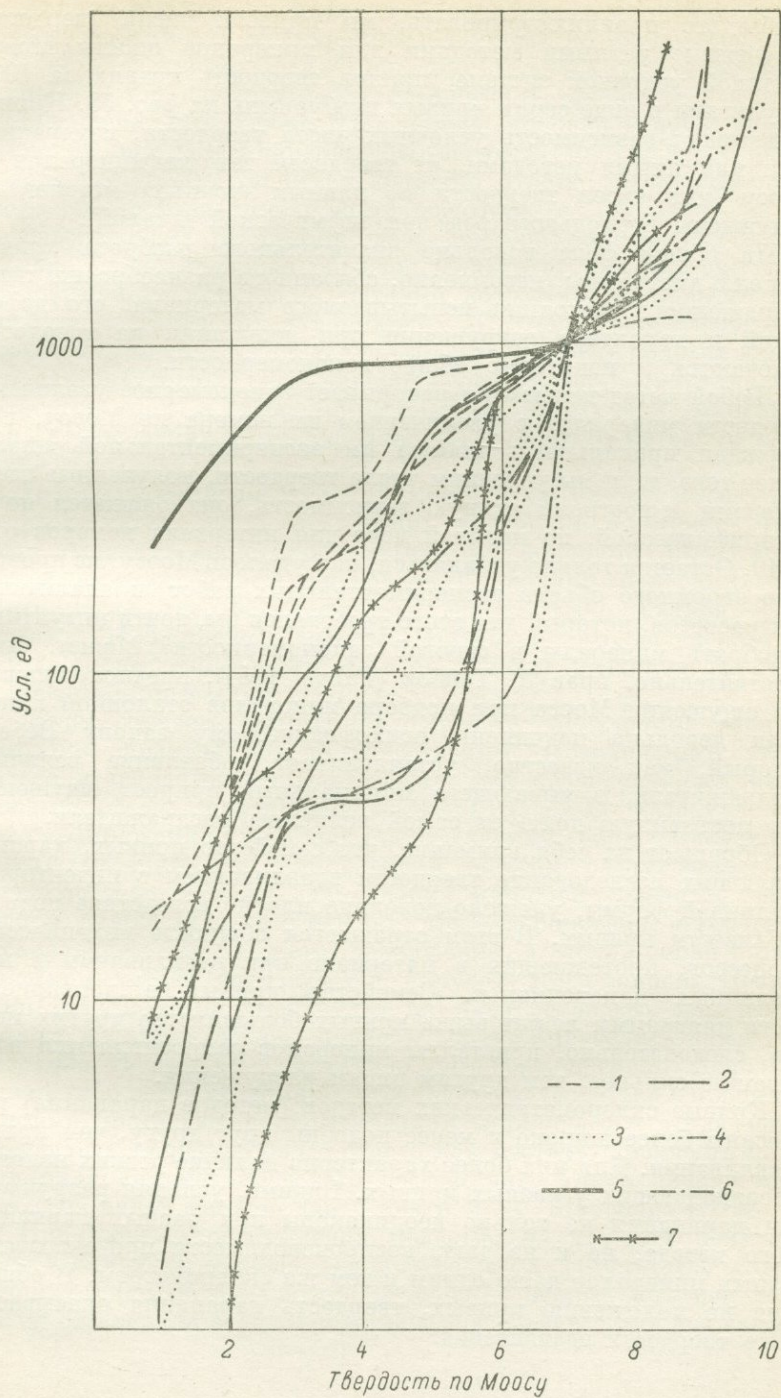
Метод сверления используется очень редко. Сверление производится сверлом определенной формы при постоянной нагрузке и скорости вращения до определенной глубины. За меру твердости принимается необходимое для этой процедуры число оборотов сверла.

Методы шлифования, предложенные М. В. Ломоносовым, оценивают твердость как: а) величину, обратную сошлифованному объему минерала; б) отношение сошлифованных объемов минерала и абразива; в) работу, затраченную на сошлифование единицы объема испытываемого минерала, и г) работу образования единицы новой поверхности минерала в процессе его поверхностного разрушения. Техника шлифования очень разнообразна, и числа твердости, полученные при разных вариациях этого метода, плохо сопоставимы. Даже из этого краткого обзора методов нетрудно заметить, что каждый из них характеризуется своими особенностями механического воздействия на испытываемый материал и учитывает разные стороны его прочности.

¹ Термин «микротвердость» очень неудачен, так как физический смысл «микротвердости» и «макротвердости» совершенно одинаков. Целесообразнее говорить о твердости, измеряемой микровдавливанием, как например это делают Б. В. Мотт (1960) и Г. А. Ильинский (1963).

Рис. 58. Сравнение результатов измерения твердости минералов шкалы Мооса разными методами в условной системе (твердость кварца принята за 1000 условных единиц).

Методы: 1 — вдавливания разными наконечниками; 2 — микровдавливания; 3 — царапанья; 4 — шлифования; 5 — затухающих колебаний маятника; 6 — динамический; 7 — сверления.



Чтобы это проиллюстрировать, мы привели числа твердости, полученные разными методами для минералов шкалы Мооса, к единой условной системе, приняв твердость кварца за 1000. Результаты в виде серии кривых изображены на рис. 58. Кривые показывают зависимость условных чисел твердости, измеренных теми или иными методами, от твердости тех же минералов по Моосу (для чисел твердости по данным «точных» методов мы вынуждены воспользоваться логарифмической шкалой).

■ На общем фоне довольно значительного разброса кривых по полю диаграммы, несомненно, обязанного разнообразию типов напряженного состояния испытываемого материала, его деформаций и характера разрушения при испытании на твердость, намечаются и некоторые общие закономерности.

Любой метод испытания раскрывает закономерное увеличение твердости минералов с увеличением их номера по Моосу, подтверждая правильность выбора им экспериментальной шкалы. Более того, если мы усредним числа твердости, полученные всеми методами, и построим единую зависимость, она окажется почти логарифмической, по крайней мере для интервала номеров от 2 до 10. Остается только удивляться, как удалось Моосу, не проводя того огромного объема экспериментальных работ и аналитических расчетов, который для этого требовался бы, почти интуитивно подобрать минералы в строгой закономерности? Может быть, действительно, прав Д. Тэйбор (Tabo \bar{r} , 1954), предположивший, что ощущения Мооса при подборе минералов эталонной шкалы были невольно подчинены психофизическому закону Вебера, который, как известно, устанавливает добавление величины раздражителя, вызывающего минимальный прирост ощущений, как постоянную долю от самой величины раздражителя.

Обращает на себя внимание, что семейство кривых, характеризующих исследование твердости вдавливанием с инденторами различной формы, уложено довольно плотно вследствие подобия и близости кривых. В этом отражается общность механических процессов, протекающих в материале при вдавливании в него различных наконечников. Семейство кривых в докварцевой части диаграммы лежит выше кривых большинства других методов, следовательно, кристаллы минералов сопротивляются вдавливанию сильнее, чем другим видам разрушения.

Кривые склерометрических методов (методов царапания) разбросаны более широко и менее подобны друг другу, чем кривые вдавливания. Для них более характерно наличие резких изломов, не совпадающих у разных кривых. Видимо, условия разрушения при царапании не только неодинаковы при разных вариациях этого метода, но и не дают воспроизводимости при испытании разных минералов даже одним и тем же склерометром. В общем, судя по положению кривых, твердость царапания оказывается ниже твердости вдавливания.

Данные о твердости минералов, полученные методами шлифования, скорее всего, сопоставимы с данными по царапанию. Кривые, хотя и заметно отличаются друг от друга по форме, лежат в одном и том же поле склерометрических кривых.

Сверление дает также пониженную по сравнению с вдавливанием, а иногда и с царапанием, твердость, плохо сопоставимую с данными других видов испытаний. Кроме того, результаты этого метода очень плохо воспроизводимы.

Своеобразные результаты дает динамический метод. Высота отскока бойка сложным образом зависит от предела упругости испытываемого кристалла, который возрастает в процессе сжатия при пластических деформациях. Поэтому соответствующая кривая для хрупких минералов выражается очень пологой линией и характеризует твердость минералов лишь качественно, с такой же точностью, как и шкала Мооса. Для пластичных минералов характерен достаточный параллелизм с другими методами испытаний.

Только качественным, уступающим даже методу Мооса, приходится считать метод затухающих колебаний маятника. Часто даже твердость минералов с высокими номерами Мооса получается ниже твердости минералов с низкими номерами. Так, маятниковая твердость полевого шпата 1300, кварца — 840, топаза — 1135 (числа твердости). Возможно, что на числа твердости, определенные этим методом, влияет величина нагрузки и масштабный фактор.

Таким образом, данные по твердости, полученные разными методами, практически не сопоставимы. Подобия результатов нельзя и ожидать, поскольку, как уже подчеркивалось выше, каждый метод накладывает на испытываемый материал свое поле напряжений, вызывая определенные виды деформаций, доводя материал до определенной степени разрушения. Так, очевидно, при методах вдавливания материал доводится, грубо говоря, до пластического течения, при склерометрии, шлифовании и сверлении — до хрупкого разрушения, а отскок бойка в динамическом методе определяется упругой деформацией. Поэтому ясно, что понятие «твердость» не имеет строгого физического смысла и лишь в общем случае ее можно определить как сопротивление твердых тел механическому разрушению. Используя какой-либо метод испытаний, необходимо разобраться в процессах, которые протекают в испытываемом материале, и тогда можно определить твердость более строго как местную прочность на тот или иной вид механического воздействия. Такой анализ почти для всех видов методов дан в книге Л. А. Шрейнера (1949).

Приведенные рассуждения показывают, что для получения сопоставимых и хорошо воспроизводимых результатов следует выбрать один из имеющихся методов, в основе которого лежит общее для всех минералов механическое свойство или ряд свойств,

функцией которых является твердость. В последнее время, после неудовлетворенности склерометрией, минералоги, видимо, удачно остановились на методе микровдавливания, получив удобные и довольно совершенные приборы М. М. Хрущова и Е. С. Берковича ПМТ-3 и ПТМ-5. Ряд авторов нашел возможным использовать эти приборы и для определения твердости методом царапания. Поэтому представляется необходимым разобраться в физической сущности испытаний этими двумя методами.

§ 2. Анализ напряженного состояния и деформаций кристалла под индентором при микровдавливании

Отечественные микротвердомеры, в частности микротвердомер ПМТ-3, снабжены алмазной пирамидой Виккерса с углом между гранями при вершине 136° . Такой угол подбирается из расчета, чтобы числа твердости, получаемые при измерении

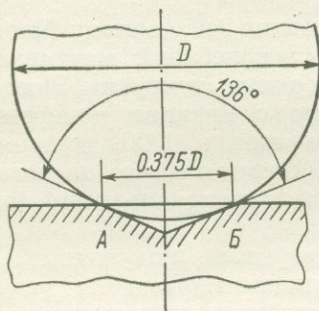


Рис. 59. Внешний центральный угол при оптимальном диаметре отпечатка, равном 0.375 диаметра сферы (по Шрейнеру, 1949).

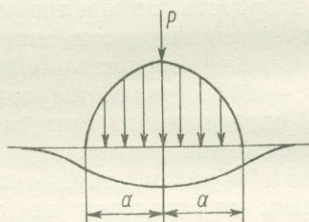


Рис. 60. Распределение давления по поверхности контакта при вдавливании сферы.

микровдавливанием пирамиды, соответствовали числам, полученным при вдавливании шарика (твердость по Бринеллю). Установлено, что для получения правильных результатов при вдавливании шарика необходимо достижение диаметра отпечатка, составляющего 0.25—0.5 шарика. Угол 136° между гранями пирамиды Виккерса как раз соответствует среднему значению 0.375, т. е. является углом между касательными, проведенными к точкам пересечения хорды $AB=0.375$ (рис. 59). Кроме того, пирамида с углом при вершине 136° дает наиболее правильные и четкие отпечатки, удобные для точного измерения.

Известно, что условия напряженного состояния под индентором пирамидальной формы и углом при вершине, превышающим 120° , подобны. Это дает возможность ограничиться анали-

зом характера напряжений, возникающих при вдавливании сферы. Такой анализ был проведен Л. А. Шрейнером (1949).

Вдавливание шара или сферической линзы в плоскость исследуемого материала приводит к образованию площадки смятия с радиусом a , величина которого определяется формулой

$$a = \frac{1}{\pi} \sqrt[3]{\frac{3}{2} \left(1 - \frac{1}{m^2}\right) \frac{P \rho}{E}},$$

где P — усиление вдавливания индентора; ρ — радиус кривизны индентора; E — модуль Юнга испытываемого материала; m — величина, обратная коэффициенту Пуассона.

Давление в плоскости контакта индентора и испытываемого материала является функцией расстояния от центра площадки смятия (рис. 60) и распределяется по закону Герца

$$p = \frac{3}{2} \cdot \frac{P}{\pi a^3} \sqrt{a^2 - x^2},$$

где x — расстояние данной точки от центра площадки смятия. При $x=a$ $p_a=0$, при $x=0$, т. е. в центре площадки смятия

$$p_0 = \frac{3}{2} \frac{P}{\pi a^2} = \frac{1}{\pi} \sqrt[3]{\frac{3PE^2}{2\rho^2 \left(1 - \frac{1}{m^2}\right)}}.$$

Упругое перемещение h_z в любой точке площадки смятия можно оценить как

$$h_z = \frac{3}{2} \cdot \frac{P}{a} \left(1 - \frac{x^2}{2a^2}\right) \frac{m^2 - 1}{m^2 \cdot E}.$$

При $x=0$

$$h_z = \frac{3}{4} \cdot \frac{P}{a} \frac{m^2 - 1}{m^2 E};$$

при $x=a$

$$h_z = \frac{3}{8} \cdot \frac{P}{a} \frac{m^2 - 1}{m^2 E}.$$

Рост p_0 по мере увеличения P происходит до тех пор, пока не образуется круговая трещина с радиусом, несколько превышающим a . Ее появление показывает, что предел упругости материала достигнут и превзойден в центре круга. Это характерно лишь для хрупких материалов. У пластичных тел такая трещина не появляется даже при высоких нагрузках.

Рассмотрим, как распределяются напряжения в испытываемом материале под индентором. По теории Герца нормальное напряжение, действующее вдоль оси симметрии z , распределяется по закону

$$\sigma_z = -p_0 \frac{a^2}{z^2 + a^2}.$$

На поверхности, т. е. при $z=0$, $\sigma_z = -p_0$.

Напряжения вдоль осей x и y на оси симметрии z одинаковы:

$$(\sigma_x)_z = (\sigma_y)_z = \frac{m-1}{m} p_0 \left(1 - \frac{\varepsilon}{a} \operatorname{arctg} \frac{a}{z} \right) + \frac{p_0}{2} \frac{a^2}{z^2 + a^2}.$$

На поверхности при $z=0$

$$(\sigma_x)_z = (\sigma_y)_z = -\frac{m+2}{2m} p_0.$$

Графически распределение напряжений по данным приведенных уравнений дано на рис. 61 (применительно к материалу с коэффициентом Пуассона около 0.3).

В кристаллах, которые обычно характеризуются $m > 2$,

$$(\sigma_x)_z = (\sigma_y)_{z=0} < p_0,$$

поэтому в центре площадки смятия возникают касательные напряжения

$$\tau = \frac{\sigma_x - \sigma_z}{2}.$$

На поверхности площадки смятия, в ее центре $(\sigma_z)_{z=0} = -p_0$, $(\sigma_x)_{z=0} = -\frac{4}{5} p_0$ и касательное напряжение равно

$$\tau = \frac{-\frac{4}{5} p_0 - (-p_0)}{2} = 0.1 p_0 \text{ (для материала } \mu = 0.3).$$

Максимальные касательные напряжения характерны для объема тела на глубине от поверхности его по оси симметрии $z = 0.47a \approx \approx 0.5 a$. Здесь они достигают значения

$$\tau_{\max} = 0.3 p_0,$$

т. е. в три раза больше, чем на поверхности соприкосновения с индентором (рис. 61).

Приведенная картина распределения напряжений проверена экспериментально поляризационно-оптическими методами при вдавливании шарика в прозрачные пластмассы.

При испытании кристаллических веществ индентором пирамидальной формы с углом при вершине 136° распределение напряжений по оси z совершенно аналогично разобранным выше. Однако поперечные разрезы поля напряжений не имеют форму круга: их симметрия складывается из симметрии индентора и симметрии испытываемой грани.

Усложнение формы индентора изменяет картину распределения напряжений. Так, вдавливание наконечника с острыми углами вызывает резкую концентрацию напряжений у их вершин (рис. 62).

Таким образом, при исследовании твердости микровдавливанием разрушение материала определяется двумя видами напря-

жений: а) касательными напряжениями, имеющими максимум внутри тела и б) нормальными напряжениями, имеющими максимум на поверхности. Первые вызывают пластическую деформацию материала, вторые — хрупкий разрыв. Предельное состояние хрупких тел с большим сопротивлением сдвигу, следовательно, определяется нормальными напряжениями разрыва, а пластичных — касательными напряжениями сдвига.

Остановимся теперь кратко на характере деформаций, возникающих в испытываемом материале при микровдавливании.

При малых нагрузках на индентор, не превышающих предела упругости материала, материал сопротивляется вдавливанию индентора упруго. Отпечаток исчезает сразу после снятия нагрузки вследствие упругого восстановления кристаллической решетки материала.

Как только нагрузка на индентор достигнет и превзойдет предел упругости, индентор вызывает остаточную пластическую деформацию материала, выражающуюся в появлении отпечатков, сохраняющих свою форму и после снятия нагрузки. Согласно закону подобия Кирпичева—Кика, являющегося основой испытания на твердость микровдавливанием,

величина диагонали пирамидального индентора пропорциональна величине нагрузки на индентор. Отношение этих величин постоянно для одного и того же материала, испытываемого в одном и том же кристаллографическом направлении. Однако, как показывает практика, закон подобия строго выдерживается лишь при нагрузках, заметно превышающих предел упругости. Для очень малых нагрузок часто характерны отклонения от этого закона. Следует отметить, что даже при высоких нагрузках продолжают проявлять себя

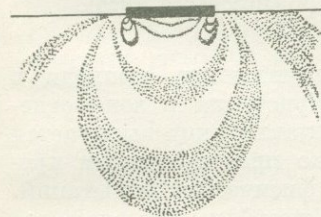


Рис. 62. Изохромы, возникающие в изотропном упругом полупространстве при вдавливании жесткого наконечника с острыми углами.

упругие свойства материала. Это определяет некоторое сокращение размера отпечатка после снятия нагрузки, часто неравномерное вследствие анизотропии упругих свойств. Таким образом, измеряемые нами числа твердости могут характеризовать как пластическую, так и упругую деформацию материала и зависят от предела упругости, модуля упругости, предела текучести и других характеристик материала.

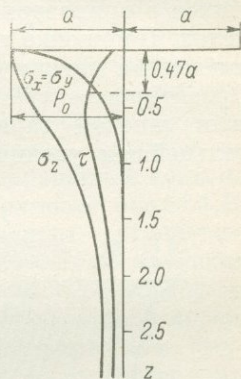


Рис. 61. Распределение напряжений по оси симметрии при вдавливании сферы.

Хрупкое разрушение материала развивается постепенно с увеличением нагрузки. Нагрузка, примерно соответствующая пределу прочности, вызывает появление первых трещин, зарождающихся в приповерхностной части отпечатка, обычно в его острых углах. Появление трещин связано с нормальными напряжениями, имеющими максимум, как было показано выше, на поверхности. Ориентировка трещин определяется направлениями спайности, если таковая характерна для испытываемого кристалла. При дальнейшем увеличении нагрузки количество трещин, их мощ-

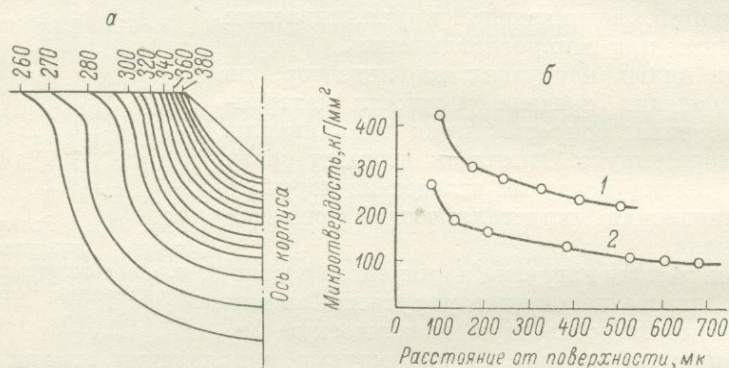


Рис. 63. Распределение изосклер (а) вокруг отпечатка индентора в стали (Гогоберидзе, 1952) и изменение твердости с глубиной (б) вдоль оси отпечатка для стали (1) и железа (2) (Лозовская, 1966).

ность и протяженность неуклонно увеличиваются, приводя в конце-концов к хрупкому разрушению кристалла в зоне отпечатка. Это полное разрушение при микровдавливании вызывается касательными напряжениями, значительно превышающими предельные напряжения по другим методам физических испытаний. Объяснение этому факту можно видеть в том, что материал под индентором находится в условиях высокого всестороннего сжатия, достигающего $50\,000\text{ кг/см}^2$, и сопротивление сдвигу возрастает в десятки, даже сотни раз. Поэтому даже в очень хрупких кристаллах, подбирая соответствующие нагрузки, мы можем вызывать пластические деформации и получать довольно четкие отпечатки индентора.

Целесообразно несколько подробнее остановиться на пластических деформациях кристаллов под индентором.

Пластическое течение материала начинается, как и следует ожидать из особенностей распределения касательных напряжений, в объеме тела на глубине, примерно равной $1/4$ диагонали отпечатка, и охватывает зону, прилегающую к отпечатку. Контуры этой зоны довольно легко улавливаются по вторичному упро-

чению материала вокруг отпечатка, вызываемому резким размножением дислокаций.

Исследование упрочнений в ряде металлов проводилось А. Кришем (Krisch, 1957), О. В. Лозовской (1966) и другими авторами. Выявленная картина приводится на рис. 63. Глубина распространения деформации примерно соответствует величине диагонали отпечатка, т. е. почти в 7 раз больше глубины отпечатка, диаметр деформированной зоны на поверхности около 1.25 диагонали отпечатка.

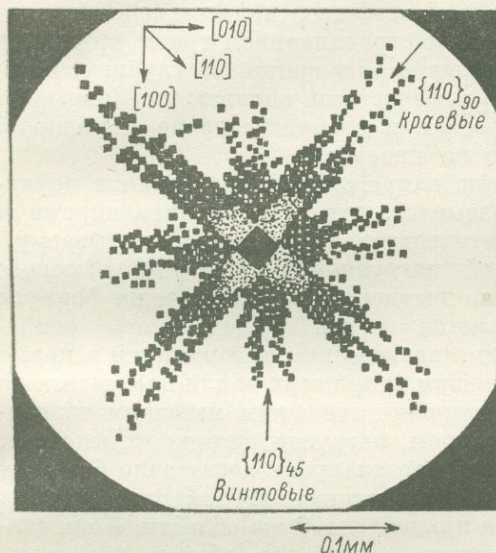


Рис. 64. Дислокационная звезда вокруг отпечатка индентора на грани (100) кристалла LiF (по Шаскальской, Добржанскому, 1962).

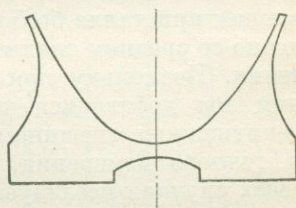


Рис. 65. Схема распределения дислокаций под индентором в щелочно-галогидном кристалле со структурой типа NaCl (по Шаскальской и др., 1961).

участках. Протравливание упрочненной зоны выявляет характер пластической деформации, фиксированной плоскостями скольжения даже в металлах.

Очень четко характер пластической деформации вокруг индентора выявляется травлением в щелочно-галогидных кристаллах со структурой галита — NaCl, LiF, KCl, NaF, MgO (Gilman, Johnston, 1958; Vaughan, Davisson, 1958; Шаскальская и др., 1961; Шаскальская, Добржанский, 1962, и др.) Фигуры травления около отпечатка в плане располагаются в виде восьмилучевой звезды (рис. 64), форма и ориентировка которой не зависят от ориентировки индентора. Лучи звезды, иногда называемые дислокационными «усами», располагаются всегда в направлениях [100] и [110], соответствующих пересечениям шести плоскостей скольжения {110} с плоскостью спайности {100}. Длина луча

соответствует расстоянию, пройденному дислокацией в плоскости скольжения, и так как скорость движения краевых дислокаций больше скорости движения винтовых, то диагональные лучи, соответствующие выходам краевых дислокаций, всегда длиннее прямых, связанных с выходам винтовых дислокаций. Интересно, что с повышением температуры подвижность винтовых дислокаций увеличивается и уже при 200° краевые «усы» становятся меньше винтовых, а при 300° исчезают полностью (Степанова и др., 1965). Последовательным стравливанием грани кристалла удастся проследить распределение дислокаций на глубину, которое также контролируется плоскостями скольжения (рис. 65). Размеры дислокационной звезды и распространение дислокаций пропорциональны нагрузке на индентор.

Проведенный выше анализ напряженного состояния и деформаций под индентором показывает, что вдавливанием пирамиды мы исследуем упруго-пластическую деформацию, вызываемую сосредоточенной статической нагрузкой в условиях высокого всестороннего сжатия. Число твердости, вычисленное по формуле $h = 1854 P/d$ [кГ/мм²], является мерой усредненного сопротивления кристалла большим пластическим деформациям и прямо связано со средним скальвующим напряжением для пластического течения. Поскольку при измерении твердости методами вдавливания мы добиваемся подбором нагрузок четких отпечатков, не окруженных трещинами, и в то же время достаточно больших для точного измерения, то пластическая деформация, видимо, во всех случаях исследуется в одной и той же области. Большинство исследователей предполагает, что это область примерно 30-й деформации. Сказанное подтверждается и хорошей воспроизводимостью результатов измерения твердости. На рис. 66 показаны результаты исследования твердости минералов шкалы Мооса методом микровдавливании по шести сериям испытаний (Хрущов, 1947; Дмитриев, 1949; Taylor, 1949; Хрущов и Бабичев, 1956; Бови и Тейлор, 1959; Joun gand Millman, 1964), показывающие очень близкую сходимость. Незначительные расхождения объясняются скорее всего не недостатками метода, а тем, что исследовались минералы из разных месторождений и не всегда учитывалась кристаллографическая ориентировка плоскостей испытания. Зависимость между твердостью, по Моосу, и твердостью, определенной микровдавливанием, как показал М. М. Хрущов (1966), степенная:

$$M = 0.675 \sqrt[3]{H}.$$

Д. Тэбор (Tabor, 1954) находит ее более близкой к логарифмической:

$$M = a \lg H + b.$$

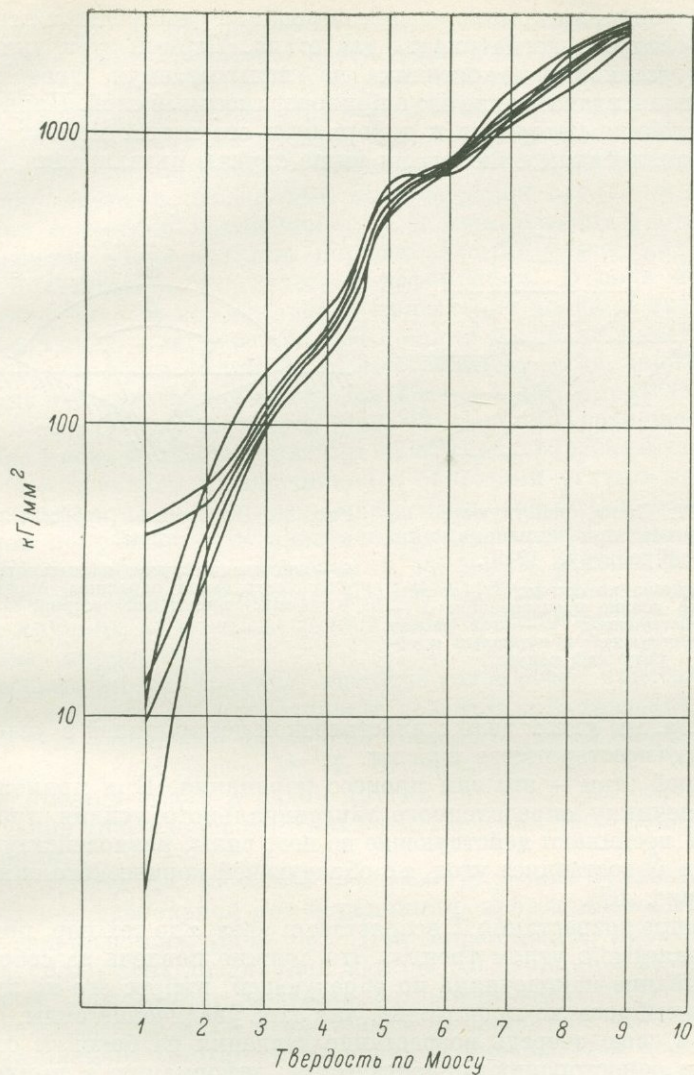


Рис. 66. Сравнение результатов исследования твердости минералов шкалы Мооса методом микровдавливания по шести сериям испытаний.

§ 3. Разрушение кристалла при склерометрии

В деформации кристалла при царапании заостренным наконечником следует рассматривать два этапа. Первый этап включает момент установки наконечника на испытываемую поверхность кристалла и вдавливание его в приповерхностный слой. Напряженное состояние материала и деформации его в этот момент совершенно аналогичны описанному выше случаю вдавливания инден-

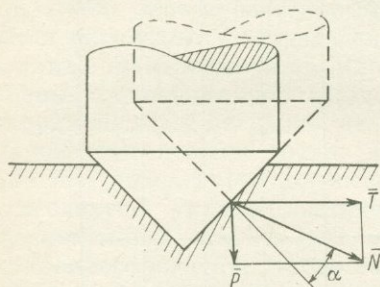


Рис. 67. Силы, действующие на наконечник при царапании (по Шрейнеру, 1949).

P — нагрузка на острие; T — тангенциальное усилие протягивания; N — равнодействующая; α — угол между равнодействующей и нормалью к образующей конуса.

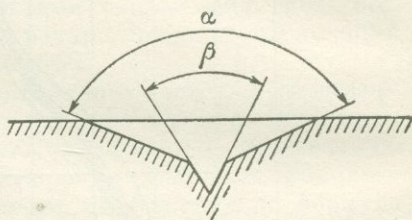


Рис. 68. Поперечный профиль царапины.

α — естественный угол скалывания; β — угол центральной царапины, определяемый геометрией острия.

тора, т. е. мы имеем дело с пластической деформацией в условиях высокого всестороннего сжатия.

Второй этап — это сам процесс царапания. При приложении к наконечнику определенного тангенциального усилия протягивания T возникают действующие на него силы, равнодействующая которых N составляет угол α с образующей конического наконечника (рис. 67).

По мере возрастания T возрастает и угол α до тех пор, пока он не сравняется с углом трения. Это должно повлечь за собой соскальзывание наконечника по образующей, выброс его из лунки. Однако выброса не происходит, так как увеличение силы T вызывает в свою очередь возрастание давления на боковую стенку лунки и одностороннюю пластическую деформацию в прилегающей к ней части, а по достижении предела прочности — хрупкий разрыв. Следовательно, движение наконечника по поверхности кристалла и образование царапины определяются скалыванием под действием нагрузки и горизонтального усилия протягивания. Заметим, что поскольку прочность на разрыв, лежащая в основе испытания твердости царапанием, не зависит от упрочнения, то и твердость, определенная этим методом, нечувствительна к на-

клепу и другим видам упрочнения (Шрейнер, 1949, Григорович, 1958).

Для того чтобы результаты измерения твердости методом царапания были сравнимы, необходимо добиться подобия поперечного профиля царапины и формы наконечника. Однако такое подобие трудно достижимо. При испытании кристаллов царапанием острыми наконечниками с углом при вершине менее 120° всегда образуются две царапины — широкая и узкая, проходящая посередине широкой. Поперечное сечение узкой царапины как раз подобно геометрии наконечника, в ее зоне материал, во-первых, скалывается очень мелкими порошковидными порциями, во-вторых, подвергается пластической деформации. В зоне широкой царапины скалывание материала происходит блоками значительной величины, пластическая деформация здесь не имеет места. Ширина царапины зависит от естественного угла скалывания, который для кристаллов минералов обычно лежит в пределах 140 — 160° , и от глубины царапины (рис. 68). Процесс разрушения материала в зоне широкой царапины имеет скачкообразный характер.

Использованием наконечников с большими углами приострения, например пирамиды Виккерса, можно на большинстве кристаллов получить почти пластическую царапину, геометрически подобную наконечнику. На этом, в частности, основан метод царапания на микротвердомере ПМТ-3. Однако при исследовании особо хрупких кристаллов даже такими наконечниками принцип подобия нарушается.

Рассмотрим на примере щелочно-галлоидных кристаллов со структурой типа NaCl особенность развития пластической деформации при царапании пирамидой Виккерса. Такие исследования проводились, например, М. И. Вальковской, Ю. С. Боярской, Р. П. Житару (1965) и рядом других авторов. Они основаны на выявлении травлением картины распределения дислокаций в зоне царапины.

Результаты исследований показывают резкие различия в распределении дислокаций под царапинами, проведенными в различных направлениях (рис. 69). Под царапинами, проведенными вдоль $[100]$, зона дислокаций как бы расщепляется на два ряда краевых дислокаций, лежащих в плоскостях (011) и $(0\bar{1}1)$, а участок между ними с удалением от царапины освобождается от дислокаций. Плотность дислокаций уменьшается с глубиной. Под царапинами, идущими вдоль $[110]$, наоборот, дислокационная зона постепенно сужается и вытягивается в один ряд, лежащий в плоскости (110) . Глубина распространения дислокаций больше у царапин, ориентированных по $[110]$, чем у направленных вдоль $[100]$.

Таким образом, царапание вдоль $[100]$ вызывает скольжение по двум плоскостям (011) и $(0\bar{1}1)$, а царапание вдоль $[110]$ — по одной плоскости (110) (рис. 70).

Сложный характер разрушения кристалла при царапании затрудняет выбор меры твердости. Как уже указывалось, за нее принимают: а) нагрузку на острие, при которой появляется царапина; б) усилие протягивания; в) отношение вертикальной

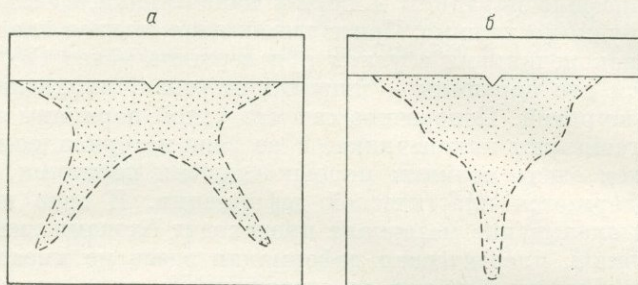


Рис. 69. Распределение дислокаций под царапинами, проведенными на грани (001) кристалла галита.

а — вдоль [100]; б — вдоль [110].

нагрузки к площади проекции контактной поверхности на плоскость образца; г) отношение вертикальной нагрузки к площади самой поверхности контакта образца с наконечником; д) отно-

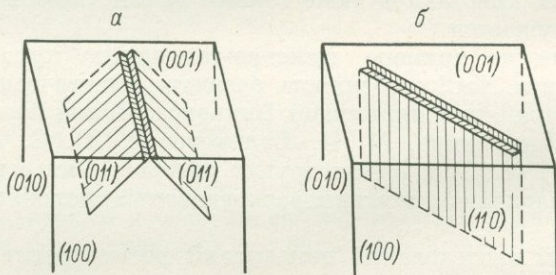


Рис. 70. Схема основных плоскостей, по которым развивается скольжение в кристаллах галита.

а — при царапании вдоль [100]; б — при царапании вдоль [110].

шение работы царапания к объему царапины. Одинаковые результаты дают лишь три последние способа. Если при ширине царапины пирамидой Виккерса (*b*) твердость, определяемая по отношению нагрузки к площади проекции контактной поверхности,

равна $H = \frac{P}{b^2/4}$, то по отношению нагрузки к площади самой поверхности контакта она выразится как $H = \frac{P}{b^2/4 \cos 22^\circ}$. Теорети-

чески нетрудно показать, что к таким же результатам приводит отношение работы к объему царапины (Григорович, 1958).

Пусть T — горизонтальное усилие протягивания наконечника; l — пройденный путь, т. е. длина царапины. Тогда полная работа царапания

$$A_{ц} = Tl.$$

Объем царапины $V = Sl$, где S — площадь поперечного сечения царапины.

Следовательно, удельная работа царапания может быть определена как

$$H_{об} = \frac{A_{ц}}{V} = \frac{T}{S_{сеч}}.$$

Величину усилия протягивания T можно найти, зная направление реакции кристалла \bar{N} и величину вертикальной нагрузки \bar{P} , так как при равномерном движении наконечника тянущая сила равна горизонтальной составляющей реакции испытываемого кристалла. Если пирамидальный наконечник с квадратным основанием и углом между ребрами φ_1 врезывается в кристалл ребром вперед (рис. 71), то равнодействующая двух нормальных сил \bar{N}_1 и \bar{N}_2 направлена по линии пересечения плоскостей $\bar{N}_1\bar{N}_2$ и $\bar{P}\bar{T}$. Угол между \bar{N} и \bar{T} оказывается равным $\frac{\varphi_1}{2}$, а усилие протягивания

$$T = \frac{P}{\operatorname{tg} \frac{\varphi_1}{2}}.$$

Площадь поперечного сечения царапины

$$S_{сеч} = \frac{bh}{2}.$$

Как известно,

$$h = \frac{b}{2 \operatorname{tg} \frac{\varphi_1}{2}},$$

поэтому

$$S_{сеч} = \frac{b^2}{4 \operatorname{tg} \frac{\varphi_1}{2}}.$$

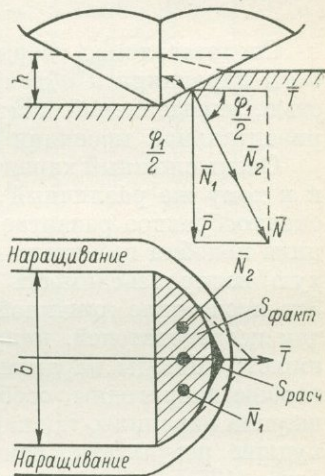


Рис. 71. Схема действия сил при испытании твердости методом царапания (по Григоровичу. 1958).

Подставив значения $S_{\text{оч}}$ и T в формулу H_{06} , приходим к заключению, что

$$H_{06} = \frac{P}{b^2/4} = H_{\text{пр}}.$$

Следовательно, твердость, определяемая как отношение работы царапания к объему царапины, должна совпадать с твердостью, определяемой как отношение вертикальной нагрузки к горизонтальной проекции контактной площади.

Очень сложный характер деформации кристалла при царапании и к тому же различный для хрупких и пластичных кристаллов, скачкообразное развитие процесса разрушения, нарушение принципа подобия геометрии наконечника и царапины объясняют плохую воспроизводимость результатов этого метода (рис. 72). Это послужило причиной полной браковки метода царапания рядом исследователей, например Л. А. Шрейнером (1949), который пишет: «Методы царапания для измерения твердости кристаллов вообще непригодны, особенно если критерием твердости является ширина царапины, так как они в некоторых отношениях дают даже худшие результаты, чем метод взаимного царапания по Моосу» (стр. 135).

Практика показала, что это утверждение Л. А. Шрейнера не совсем справедливо. Использование для нанесения царапины под давлением пирамиды Виккерса позволило получать почти пластические царапины и значительно улучшило воспроизводимость результатов. Мы не можем отказаться от использования метода царапания еще и потому, что его результаты не зависят от упрочнения и дают возможность подойти к определению такой важной механической характеристики, как истинное сопротивление разрыву (Давиденков, 1943, 1945). Однако по изложенным выше причинам принять этот метод как основной нельзя, он может лишь дополнять данные о твердости, полученные методом вдавливания.

Большим недостатком метода царапания является то, что по нему нельзя уверенно судить об анизотропии кристаллов. Достаточно вспомнить многолетнюю дискуссию об анизотропии твердости галита, когда разными исследователями, использовавшими острые наконечники, либо вообще не обнаруживалась анизотропия этого свойства, либо картина оказывалась противоречивой (Шрейнер, 1949). Поскольку критерием твердости является ширина царапины, мы не можем объяснить и анизотропию, выявляемую царапанием пирамидой Виккерса (на ширину царапины влияет не только твердость в направлении царапания, но и твердость в перпендикулярных ей направлениях, сопротивляющаяся введению пирамиды в кристалл). Поэтому часто получается картина, обратная установленной по методу микровдавливания (Боярская

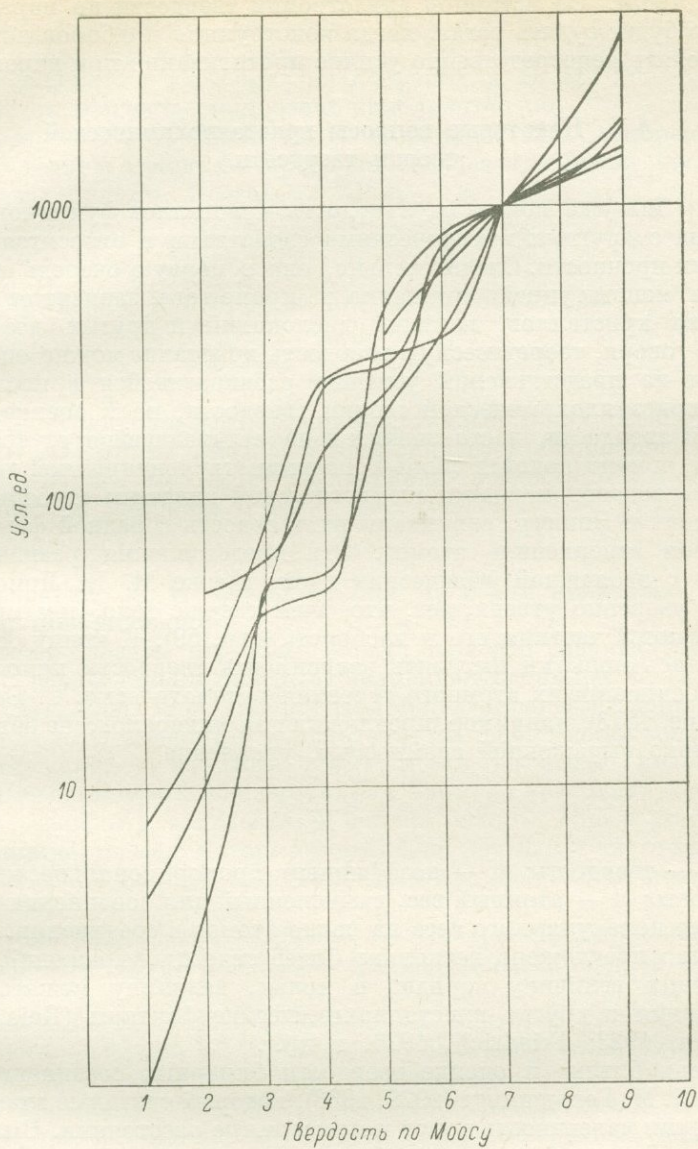


Рис. 72. Сравнение результатов исследования твердости минералов шкалы Мооса методом царапания по шести сериям испытаний.

и др. 1965). Об истинной анизотропии твердости по царапанию можно будет судить тогда, когда конструкция приборов позволит определять непосредственно усилие протягивания при царапании.

§ 4. Некоторые вопросы кристаллохимической теории твердости

Как мы уже показали, твердость кристаллов функционально связана с другими механическими свойствами и относится к категории прочности. Следовательно, она в первую очередь определяется конституцией кристалла и, кроме того, зависит от совершенства кристаллов, наличия дислокаций и других дефектов. Грубо говоря, теоретическую твердость кристалла можно оценить, исходя из представлений успешно развивающейся в последние годы кристаллохимической теории твердости, но к оценке измеряемой твердости, часто значительно отличающейся от теоретической, можно подойти лишь с позиций дислокационной теории.

Еще основоположники атомистической гипотезы строения тел, Демокрит и Эпикур, связывали их твердость с разной формой и способом «сцепления» атомов. Эти представления развивались вместе с эволюцией физических идей, и уже М. В. Ломоносов (1738) уверенно утверждает, что, «чем тверже тело, тем прочнее связываются частицы его и наоборот» (стр. 59). К концу XIX в. появились попытки выразить зависимость твердости кристаллов от особенностей их атомного строения математически. С. Боттоне (Bottone, 1873), например, предложил для минералов, не обладающих ярко выраженной спайностью, уравнение

$$H = K \frac{d}{A},$$

где H — твердость; K — коэффициент пропорциональности; d — плотность; A — атомный вес, вычисленный для соединения путем деления молекулярного веса на число атомов в соединении. Позднее было предложено несколько более строгих выражений, учитывающих величину зарядов в ионах, величину межатомного расстояния и другие кристаллохимические факторы (Reis, Zimmerman, 1923; Friedrich, 1926, и др.).

Очень близко к оценке твердости бинарных соединений подошел В. М. Гольдшмидт (1929, 1933), который считал ее главными факторами валентность ионов и межатомные расстояния. Выведенная им формула твердости бинарных соединений имела вид

$$H = \alpha \frac{e_A e_K}{r^m},$$

где α — константа, характерная для большинства структурных типов; e_A и e_K — валентности (заряды) аниона и катиона; r — меж-

атомные расстояния; m — показатель степени, изменяющийся от 4—6 (для структуры типа галита) до 5—15 (для структуры типа сфалерита и алмаза). Однако формула В. М. Гольдшмидта оценивает твердость лишь очень приблизительно.

Интересны построения А. Е. Ферсмана (1937), опирающиеся на его теорию вэков. Он предложил общее уравнение твердости (в баллах шкалы Мооса)

$$FFM_2 = aK \frac{a \text{ВЕК}_{\text{кат}} + b \text{ВЕК}_{\text{ан}}}{a + b}$$

или упрощенное для простых бинарных соединений

$$FFM_3 = aK \frac{\text{ВЕК}_{\text{кат}} + \text{ВЕК}_{\text{ан}}}{2},$$

где α — структурный коэффициент, равный 1 для решеток типа NaCl и 0.7 — типа ZnS; K — коэффициент пропорциональности, повышающийся от 5 до 9 с увеличением твердости; a и b — числа катионов и анионов; ВЕК — вэки Ферсмана (примерно $\frac{\omega}{2R}$).

Уравнение А. Е. Ферсмана, как он и сам признавал, также сугубо приближенно.

Можно сказать, что целый новый период в развитии кристаллохимической теории твердости знаменуют работы А. С. Поваренных (1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1963). Опираясь на данные предыдущих исследований и используя все новые достижения кристаллофизики, А. С. Поваренных почти вплотную подошел к теоретической оценке твердости. Его формула позволяет довольно точно вычислить твердость в баллах шкалы Мооса (стр. 113). Это, видимо, предел, который может быть достигнут чисто кристаллохимической теорией твердости без учета дислокационных представлений.

Рассмотрим кратко теорию А. С. Поваренных, проанализировав основные кристаллохимические факторы, влияющие на твердость.

Одним из наиболее существенных факторов, определяющих твердость большинства кристаллов, являются межатомные расстояния и валентность атомов, учитываемые еще Э. Фридрихом, В. М. Гольдшмидтом и А. Е. Ферсманом. Сопоставляя твердость кристаллов различной структуры, А. С. Поваренных подметил, что твердость изменяется обратно пропорционально квадрату межатомных расстояний, но обратная квадратичная зависимость характерна лишь для соединений, почти не отличающихся по состоянию химической связи. В соединениях с заметно различной связью эта зависимость существенно искажается благодаря возрастающему влиянию степени ковалентности. Что касается валентности, то между ней и твердостью существует прямая

положительная зависимость, менее резкая при изменении валентности одного катиона и более резкая при одновременном изменении валентности катиона и аниона. Понятно, что валентности и межатомные расстояния влияют на твердость комбинированно, поскольку эти кристаллохимические характеристики взаимно обусловлены.

Весьма ощутимое влияние на твердость простых и сложных соединений оказывает координация атомов в структуре кристалла. А. С. Поваренных установил, что твердость минералов повышается с увеличением координационного числа атомов скачкообразно и примерно следующим образом: «при переходе от координационного числа 6 к координационному числу 8 твердость повышается на одну ступень, а при переходе от координационного числа 4 к координационному числу 6 возрастает на 1.5 ступени шкалы Мооса» (1963, стр. 45). Влияние координационного числа на твердость кристаллов отождествляется с влиянием его на изменение плотности упаковки атомов в кристаллах. Это влияние можно учесть введением в соответствующие формулы коэффициента плотности упаковки γ , численно равного отношению плотности упаковки атомов в данной координации к плотности упаковки атомов в шестерной координации, принятой за единицу.

Роль природы химической связи очевидна, поэтому еще В. М. Гольдшмидт (1929) объяснял низкую твердость талька, графита и других подобных минералов малой прочностью вандерваальсовских сил. К оценке этого фактора А. С. Поваренных подошел с позиции паулинговской концепции электроотрицательностей, которая рассматривает состояние химической связи в бинарных соединениях на основе разности электроотрицательностей² соединяющихся атомов, распространив ее не только на молекулярные соединения, но и на ионные кристаллы. Построенная А. С. Поваренных номограмма позволяет по разности электроотрицательностей вычислить процент ионной или ковалентной связи в соединении. Оказалось, что при переходе от ионной связи к ковалентной твердость минералов возрастает, если прочие условия твердости остаются неизменными. Так, повышение ковалентности связи на 30% компенсирует увеличение межатомных расстояний на 11% (NaF—LiCl), повышение ковалентности связи на 45% в соединениях двухвалентных металлов компенсирует увеличение межатомных расстояний на 15% (SrO—CaSe) и т. п.

² Электроотрицательность — энергия притяжения данным атомом валентных электронов при соединении его с другими атомами:

$$E = \frac{I_n}{n} + F,$$

где E — электроотрицательность, I_n — потенциал ионизации атома до соответствующего валентного состояния ($x^{n-1} \rightarrow x^n$), ккал./г-ат; n — валентность; F — сродство к электрону, ккал./г-ат,

Поэтому при вычислении твердости необходимо учитывать коэффициент относительной прочности ионно-ковалентной связи K .

Влияние сил взаимного отталкивания между одноименно заряженными атомами пока можно учесть лишь эмпирически. Оно может быть отражено коэффициентом α , равным для валентного типа 1/2 (тип NaF, CaCl₂ и т. п.) — 8.00, для типа 2/2 (MgO, CaS и т. п.) — 4.82, 3/2 — 3.90, 4/2 — 2.25, 5/2 — 1.40, 6/2 — 1.00.

Строение электронной оболочки атомов также оказывает влияние на твердость минералов. Например, у многих пар минералов с близкими структурами, межатомными расстояниями, одними и теми же валентностями и координационными числами атомов твердость понижена, если в постройке структур участвуют атомы с оболочкой благородного газа. А. С. Поваренных считает причиной такого изменения твердости в гомологических рядах соединений «наличие не участвующих в химической связи валентных электронов, которые, обладая отрицательными зарядами, ослабляют силы межатомного притяжения» (1963, стр. 70). Введение коэффициента ослабления прочности связи β позволяет учесть при вычислении твердости влияние и этого фактора.

В ряде случаев на твердость минералов оказывают влияние, иногда существенное, и некоторые другие факторы, не имеющие общего значения: кратность химической связи, плотность упаковки радикалов, «гладкость» спайных плоскостей и др.

На основании кратко изложенного кристаллохимического анализа А. С. Поваренных предлагает общее уравнение твердости, учитывающее почти все кристаллохимические факторы твердости:

$$H = \alpha K \frac{W_K W_A}{d^2} \beta \gamma,$$

где H — твердость изодесмических минералов, главным образом бинарного состава; α — коэффициент пропорциональности, одновременно учитывающий силы отталкивания между атомами в различных типах валентных соединений; K — коэффициент прочности связи, учитывающий долю обменного взаимодействия между атомами, изменяющегося в зависимости от состояния связи; W_K и W_A — эффективные валентности различных атомов (катиона и аниона); d — межатомные расстояния, Å; β — коэффициент ослабления прочности связи за счет не участвующих в этой связи валентных электронов; γ — коэффициент плотности упаковки, отражающий объемное влияние координационного числа электроположительного атома в структуре минерала.

С помощью этой формулы, имея основные данные о структуре минерала и правильно подобрав соответствующие коэффициенты, можно достаточно точно вычислить твердость в баллах шкалы Мооса. Анизотропия твердости может быть учтена векториальным подбором кристаллохимических констант и введением дополнитель-

ного поправочного коэффициента m , равного, например, для кубических кристаллов 6.7 (Поваренных, Рыбалко, 1965).

Мы считаем, что этим и ограничиваются возможности классической кристаллохимической теории твердости, не учитывающей несовершенства строения реальных кристаллов. Попытки точно (в кГ/мм^2) оценить твердость минералов, исходя только из идеализированных кристаллохимических представлений, оказываются неудачными. Дело в том, что твердость, несмотря на ее сложную природу, — это прочностная характеристика и не является стабильной для одного и того же минерала. Она зависит также от плотности, распределения и подвижности дислокаций и других неоднородностей в кристалле, возникших в процессе его роста или генерированных последующими процессами. Так, например, твердость магнетита в различных зонах одного и того же кристалла колеблется от 300 до 960 кГ/мм^2 (Сергеев, 1966). Твердость галита, колеблющаяся у обычных кубических кристаллов в пределах от 18 до 22 кГ/мм^2 , у нитевидных бездислокационных кристаллов повышается до 90 кГ/мм^2 (Гольденберг, Бычкова, 1967). Такие примеры можно привести абсолютно для всех минералов. К оценке твердости можно подойти лишь совместно применяя кристаллохимическую теорию твердости и дислокационную теорию прочности. В то же время развитие такой комбинированной теории затрудняется тем, что почти нет данных о твердости «чистых», бездислокационных кристаллов и очень трудно отделить от кристаллохимических факторов дислокационные факторы, определяющие твердость минералов.

Глава III

ИССЛЕДОВАНИЕ МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КРИСТАЛЛОВ МИНЕРАЛОВ

§ 1. Исследование твердости минералов

Выше было определено, что твердость — суммарная механическая характеристика минерала, отражающая его способность сопротивляться внешним механическим воздействиям и сильно зависящая от вида этих воздействий. Несмотря на неопределенность физических явлений, возникающих при измерении твердости, получение этой характеристики весьма целесообразно, так как она дает общее представление о сопротивлении минерала и позволяет решить целый ряд минералогических задач.

Мы кратко остановимся лишь на основных методах измерения твердости, поскольку по этому вопросу существует обширная справочная литература (Хрущов и Беркович, 1943; 1950; Шрейнер, 1949; Гогоберидзе, 1952а; Мотт, 1960; Глазов и Вигдорович, 1962; Ильинский, 1963; Лебедева, 1963, и др.).

Метод Мооса. В 1812 г. Ф. Моос (Mohs, 1812) предложил очень удачную десятибалльную шкалу твердости, повторив ее в своей популярной монографии «Основания минералогии» (Mohs, 1822). В качестве эталонов предлагался следующий ряд минералов (в номенклатуре, принятой Моосом): 1 — тальковая слюда, 2 — гипсовый галоид, 3 — ромбоэдрический кальциевый галоид, 4 — октаэдрический фтористый галоид, 5 — ромбоэдрический фтористый галоид, 6 — полевой шпат, 7 — ромбоэдрический кварц, 8 — призматический топаз, 9 — ромбоэдрический корунд, 10 — октаэдрический алмаз.

Эти минералы в качестве эталонов твердости применяются и до сих пор, уточнены лишь разновидности некоторых минералов. Существенные и весьма нужные уточнения ввел А. С. Поваренных (1963), который учел анизотропию твердости и рекомендовал наиболее оптимальные плоскости испытания, твердость которых меньше всего отклоняется от параболической равномерности, характерной для шкалы Мооса в целом. Шкала Мооса в современном виде приводится в табл. 14.

А. С. Поваренных (1963) предлагает заменить в эталонной шкале гипс галитом с плоскостью испытания (100), кальцит — галенитом с (100), апатит — шеелитом с (111), ортоклаз — магнетитом с (111). Вряд ли замена эта целесообразна, так как она лишь

Шкала твердости Мооса

Балл твердости	Минерал и его формула	Плоскость испытания
1	Тальк — $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$	(001)
2	Гипс — $Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$	(010)
3	Кальцит — $Ca[CO_3]$	(1011)
4	Флюорит — CaF_2	(111)
5	Апатит — $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl, OH)$	(0001)
6	Ортоклаз — $K[AlSi_3O_8]$	(001)
7	Кварц — SiO_2	(1011)
8	Топаз — $Al_2(F, OH)_2[SiO_4]$	(001)
9	Корунд — Al_2O_3	(1120)
10	Алмаз — C	—

незначительно повысит параболическую равномерность шкалы Мооса, но совершенно не изменит точности метода и введет путаницу в справочные данные, определенные по эталонам Мооса.

Твердость, по Моосу, определяется взаимным последовательным царапанием исследуемого минерала и эталонных, добиваясь ра-

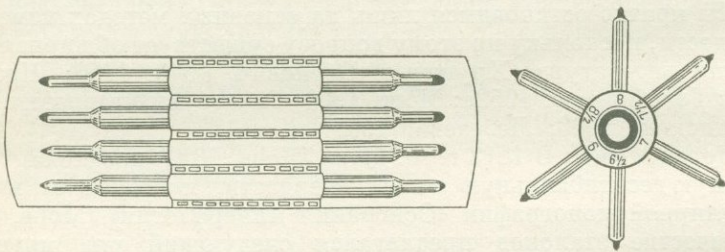


Рис. 73. Набор карандашей и кольцо с эталонами твердости.

венства твердости с одним из эталонов (когда эталон и образец царапают друг друга). Если твердость минерала промежуточная между двумя эталонами шкалы, ее оценивают либо дробным числом, например 3.5, либо указывают интервал колебаний твердости, например 3—4. Определять твердость необходимо лишь на свежей поверхности монокристалла, не подвергшейся вторичным изменениям.

Шкала Мооса, представляющая набор кристаллов или осколков эталонных минералов (обычно без десятого члена — алмаза), чаще всего подбирается самим исследователем. По заказу такие наборы представляет Бюро минералов Минералогического музея АН СССР. В ряде стран выпускаются специальные «карандаши» для испытания твердости, армированные на концах эталонными минералами (рис. 73). Очень удобны «кольца», подобные изображенному на том же рис. 73. Те и другие обычно армируются лишь

более твердыми эталонами или их заменителями, например, полевым шпатом — 6, оливином — $6\frac{3}{4}$, кварцем — 7, цирконом — 7.5, топазом — 8, хризобериллом — 8.5, корундом — 9, алмазом — 10.

Очень часто в практике пользуются различными подручными заменителями минералов-эталонов, среди которых наиболее популярны следующие: мягкий карандаш — твердость около 1; ноготь — 2—2.5; алюминиевая игла — 2.9; медная монета или игла — 3; железный гвоздь — 4—4.5; оконное стекло или острие стального перочинного ножа — 5—6; стальной напильник — 5.5—7.

Недостатками метода Мооса являются: невыдержанная твердость эталонов, взятых из разных месторождений, трудность учета анизотропии твердости, зависимость твердости от формы царапающего острия, силы нажима, скорости царапания и т. п. Отметим, что активная твердость (т. е. твердость при царапании эталона испытуемым минералом), как правило, на 0.5 балла выше пассивной (твердости при царапании испытуемого минерала эталоном). Рекомендуется стремиться к определению пассивной твердости.

Пятнадцатибалльные шкалы твердости. В последнее столетие, начиная с А. Брейтгаупта (Breithaupt, 1836), делались неоднократные попытки улучшения шкалы твердости Мооса путем введения дополнительных эталонов, выравнивающих интервалы между ступенями. Некоторые исследователи даже превращали таким образом десятибалльную шкалу в сорокабалльную (см. например, Winkelmann, 1908), но наибольшей популярностью пользовались шкалы в 13—15—18 ступеней (шкалы Риджуэя с сотрудниками, Вудела, Шрейнера и др.). Однако они так и не укоренились в минералогической практике.

В последнее время некоторые минералоги пользуются как вспомогательной пятнадцатибалльной шкалой твердости М. М. Хрущова (1949, 1950), классы которой характеризуют твердость минерала независимо от эталонов. Это шкала расчетной твердости на основании определения ее методом микровдавливания. Класс твердости минерала определяется по формуле

$$H_0 = 0.675 \sqrt[3]{H},$$

где H_0 — класс твердости по М. М. Хрущову; H — твердость микровдавливания, кГ/мм^2 .

Следовательно, твердость, по М. М. Хрущову, — это та же твердость микровдавливания, но выраженная в других, более привычных условных единицах.

А. С. Поваренных (1963) сделал попытку подобрать к пятнадцати ступеням, на которые равномерно разбивается прямая зависимость $H_0 = 0.675 \sqrt[3]{H} \approx 0.7 \sqrt[3]{H}$, эталоны и предложил еще

Шкала твердости А. С. Поваренных

Балл твердости	Эталонный минерал или искусственное соединение	Твердость микровдавливания, кг/мм ²	Класс твердости М. М. Хрущова	Возможные заменители эталонов с примерно равной им твердостью
1	Тальк	2,4—11	0,9—1,5	Пирофиллит
2	Гипс	36—90	2,3—3,1	Галит, NaI
3	Кальцит	105—172	3,3—3,9	Галенит, медь
4	Флюорит	164—260	3,8—4,5	Сфалерит, кальцооксид
5	Апатит	536—690	5,7—6,2	Шеелит, смитсонит
6	Ортоклаз	714—850	6,2—6,6	Магнетит, скаполит
7	Кварц	1000—1460	7,0—7,9	Циркон, кордиерит
8	Топаз	1427—1800	7,8—8,5	Берилл, таффеит
9	Корунд	2050—2200	8,9—9,1	В ₂ O ₃ , VC, NbC
10	Карбид титана	2850—3200	9,8—10,3	W ₂ C, ZrC, TaN?
11	Бор	3440—4000	10,6—11,1	Боразон, AlB ₁₂
12	Карбид бора (B ₄ C)	4950	11,9	
13	Карбид бора (B _{5,5} C)	5600—5800	12,4—12,6	
14	Алмаз-карбонадо?	?		
15	Алмаз-борт	10060	15,1	

одну шкалу (табл. 15). А. С. Поваренных в своей работе называет эту шкалу «расширенной (пятнадцатибалльной) шкалой твердости Мооса». Все же эту шкалу следует называть не шкалой Мооса, а шкалой А. С. Поваренных, чтобы не вносить лишнюю путаницу в существующие данные по твердости минералов.¹

Что касается вообще вопроса о необходимости введения пятнадцатибалльных шкал твердости, то вряд ли это целесообразно для минералов. Такая шкала необходима для оценки свойств синтетических кристаллов. Перевод результатов микровдавливания в баллы Хрущова только усложняет пересчеты и загроубляет полученные данные. Шкала А. С. Поваренных существенно отличается от шкалы Мооса только в области выше девятой ступени, а минералы с твердостью выше 9, по Моосу, в природе, как известно, встречаются крайне редко. Поэтому дополнительная загроуженность минералогической литературы этими новыми константами неоправдана теми незначительными, хотя и очевидными, улучшениями, которые предлагает А. С. Поваренных.

В практике приближенных определений твердости вполне достаточно привычной для минералогов десятибалльной шкалы

¹ Напомним, что сравнивать данные по твердости, определенные царапанием эталонами шкалы Мооса и микровдавливанием, можно лишь очень грубо, так как в основе этих методов лежат разные виды деформаций испытываемого материала. Это необходимо иметь в виду при сравнении твердости по Хрущову и Поваренных.

Мооса в приведенном выше варианте с уточнениями А. С. Поваренных (табл. 15). Дальнейшего развития измерений твердости минералов целесообразно добиваться не введением более дробных эталонных сравнительных шкал, а внедрением точных количественных методов, каким, например, является метод микровдавливания.

Метод микровдавливания. Мы очень кратко коснемся техники и методики микровдавливания, отсылая читателя к обстоятельным методическим руководствам Г. А. Ильинского (1963) и С. И. Лебедевой (1963а).

Метод основан на измерении величины отпечатка, образующегося при вдавливании в испытываемый минерал алмазной пирамиды определенной формы.

Для проведения измерений отечественной промышленностью выпускается серийный микротвердометр ПМТ-3 конструкции М. М. Хрущева и Е. С. Берковича (рис. 74). Прибор состоит из пяти основных узлов: штатива, предметного столика, нагружающего механизма с алмазной пирамидой, микроскопа и осветительной системы.

Массивный штатив смонтирован из станины 1 и стойки 2 с ленточной резьбой, на которой крепится кронштейн микроскопа 3, перемещающейся по вертикали с помощью кольцевой гайки 4.

Предметный столик 5 закреплен на станине и благодаря особому устройству с помощью рукоятки 6 поворачивается на 180° до упора, что позволяет попеременное совмещение одной и той же точки на исследуемом участке минерала с вершиной алмазной пирамиды и оптической осью микроскопа. В исходном положении рукоятка 6 находится слева. Микрометренные винты 7 осуществляют крестообразное координатное движение столика в горизонтальной плоскости, фиксируемое с точностью до 0.01 мм, позволяя исследовать различные участки образца не перекрепляя его и проводить замеры по намеченной сетке.

Нагружающий механизм 8 наглухо соединен с тубусом микроскопа. В его корпусе на пластинчатых пружинах укреплен шток, в нижний конец которого вмонтирована оправа алмазной пирамиды (шток с алмазной пирамидой часто называют индентором). Алмазная четырехгранная пирамида 9 с квадратным основанием и углом при вершине в 136° вместе с оправой может поворачиваться вокруг вертикальной оси и закрепляться в любом необходимом положении. Индентор нагружается специальными грузиками 10 из равновеса, прилагаемого к прибору. Опускание индентора на рабочую поверхность для получения отпечатка осуществляется поворотом ручки арретира 11 против часовой стрелки, а в новых моделях — с помощью специального автоматического устройства. Регулировка чувствительности прибора проводится вращением регулировочной гайки 12, закрепляемой винтом 13.

Тубус микроскопа 14 со сменным объективом 15 и центрировочным устройством 21 может передвигаться по вертикали относительно кронштейна с помощью винта макроподдачи 16 и микрометричного винта 17. Сменные объективы с апертурой 0.65 ($F=$

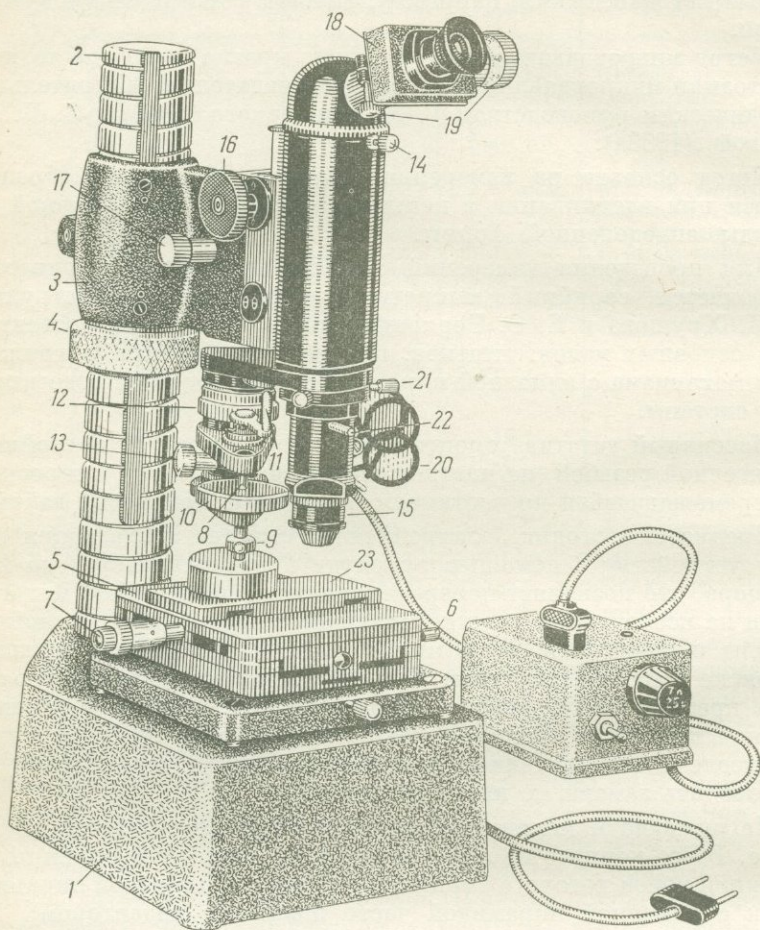


Рис. 74. Внешний вид микротвердометра ПМТ-3.

$= 6.16)$ и $0.17 (F=23.2)$ в комбинации с окуляр-микрометром дают увеличение в 487 и 135 раз. Винтовой окуляр-микрометр 18 с отчетным барабанчиком 19 и кареткой с подвижной сеткой позволяет проводить точное измерение диагоналей отпечатка. При необходимости он может быть заменен фототубусом для микрофотонасадок МФН-1 или МФН-2.

Осветительное устройство 20 с системой светофильтров и диафрагмой 22 дает возможность рассматривать объект как в темном, так и светлом поле. Осветительная лампочка на 8 в, 20 вт питается от электросети через понижающий трансформатор.

В комплекте с прибором имеются набор разновесов, объект-микрометр, подставка для образцов 23, запасные электролампочки, фототубус.

Специфика минералогических исследований требует дополнительного оборудования прибора поляроидами и вращающейся на 360° вокруг вертикальной оси отградуированной подставкой для образцов. Изготовление и монтаж этих приспособлений несложны и обычно осуществляются самими исследователями.

Прибор устанавливается на прочном столе или, что значительно лучше, на кронштейне, вделанном в капитальную стену. Мы в качестве рабочего места использовали мраморную плиту, покоящуюся на бетонных подставках. Для уменьшения вибрации под станину прибора подкладывается толстый резиновый амортизатор.

Перед работой необходимо провести центровку зрительного устройства. Операции центровки довольно просты. На ровной поверхности объекта выбирается участок измерения, который совмещается микрометричными винтами столика с перекрестием нитей окуляр-микрометра. Поворотом столика до упора этот участок объекта подводится под острие алмазной пирамиды и на него наносится отпечаток. После поднятия арретира объект обратным поворотом столика снова помещается под микроскоп. Если отпечаток оказывается смещенным от перекрестия нитей, центрировочными винтами объектив микроскопа передвигается так, чтобы отпечаток привести на перекрестие. Правильность центровки проверяется повторным нанесением отпечатка на новый участок, и если совпадение еще не достигнуто, все операции повторяются. Несовпадение отпечатка с перекрестием не должно превышать 2—4 делений отсчетного барабанчика. В процессе работы центровка должна периодически повторяться.

Для определения цены деления окуляр-микрометра используется объект-микрометр, прилагаемый к прибору, с линейкой в 1 мм, разделенной на 100 делений по 0.01 мм. Цена деления на каждом приборе при определенном объекте постоянна, обычно она при большом увеличении несколько больше 0.0009 мм, при малом — несколько больше 0.0011 мм.

Регулировка чувствительности (тарировка) прибора осуществляется несколькими способами. Любой способ, однако, требует очень точной фокусировки микроскопа на рабочую поверхность.

Способ измерения твердости контрольного эталона при определенной нагрузке наиболее трудоемкий, но в то же время наиболее точный. В качестве эталона можно взять оловянную или

алюминиевую пластинку, кристалл флюорита или другого минерала с точно известной твердостью. Наибольшей популярностью все же пользуется галит (каменная соль), анизотропия которой не влияет заметно на среднеарифметические значения твердости. На поверхность свежего скола по плоскости спайности галита наносится и измеряется 5—10 отпечатков алмазной пирамиды при нагрузке на индентор в 5 Г. Измерять необходимо обе диагонали каждого отпечатка. Если среднее арифметическое из всех измерений лежит в пределах 20—22 кГ/мм² (средняя твердость галита), прибор настроен правильно. При наличии отклонений вращением регулировочной гайки, т. е. поднимая или опуская нагрузочный механизм, можно добиться получения отпечатков требуемого размера.

Способ минимального отпечатка более прост. Он заключается в стремлении добиться, чтобы индентор без нагрузки не оставлял следа на спайной плоскости галита, а при нагрузке в 0.5 Г получался отпечаток возможно минимального размера.

Регулировка должна проводиться при максимальном увеличении. Проводить проверку следует возможно чаще и тщательнее, так как от точности тарировки в первую очередь зависит точность работы.

Монтировка образца производится на металлической подставке или стеклянной пластинке, а иногда и непосредственно на предметном столике с помощью пластилина. В некоторых случаях, особенно при работе с мелкими объектами, применяется воск или какой-либо цемент. Для закрепления образца используется обычный минераграфический ручной пресс, который позволяет ориентировать исследуемую (рабочую) поверхность строго горизонтально и параллельно поверхности предметного столика. Количество пластилина берется такое, чтобы образец не утонул в нем и в то же время своей нижней поверхностью уперся в твердое основание (в поверхность столика или пластинки). Если поверхность установлена строго горизонтально, любую часть ее можно отчетливо рассмотреть под микроскопом не меняя фокусировку.

Координатными движениями столика в горизонтальной плоскости выбирается участок для измерения. Выбор участка определяется целью исследования, однако он должен отстоять от края образца на расстоянии 3—5 диагоналей отпечатка. Такое же расстояние желательно сохранять и между соседними отпечатками.

Величина груза подбирается такой, чтобы размер получаемого отпечатка лежал в пределах от 30 до 120 делений окуляр-микрометра. Подбор обычно осуществляется методом нанесения пробных отпечатков при разных нагрузках. С. И. Лебедева (1963а) для большинства минералов подобрала оптимальную нагрузку. Можно рекомендовать для минералов с твердостью по Моосу от 1 до 3 грузики в 10—20 Г, для минералов с твердостью, 4—5—50Г, для минералов с твердостью выше 5 — 100 — 200 Г. Необхо-

димо иметь в виду, что на хрупких минералах большие отпечатки трудно измеримы из-за хрупкого разрушения. Приходится использовать небольшие нагрузки, чтобы получить четкие пластические отпечатки. Принцип более строгого подбора оптимальной нагрузки изложен ниже.

Для нанесения отпечатка на выбранный участок предметный столик плавно поворачивают до упора и совмещения участка объекта с острием алмазной пирамиды. Затем ручку арретира медленно (за 10—15 сек.) выводят левой рукой на себя до упора и сразу же осторожно убирают с нее руку. При этом индентор с нагрузкой опускается на поверхность минерала и под действием нагрузки

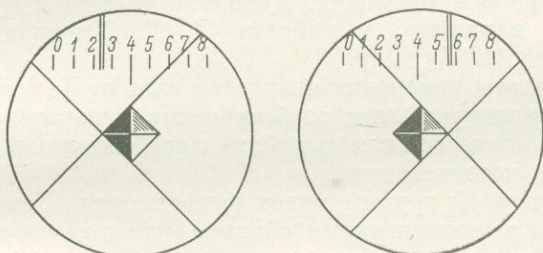


Рис. 75. Измерение отпечатка алмазной пирамиды с помощью окуляр-микрометра.

алмазная пирамида вдавливается в него. Необходимое время статического давления индентора 5 сек., после этого обратным движением ручки арретира индентор плавно поднимают. Объект поворотом предметного столика возвращают в исходное положение, под объектив микроскопа, и сразу же измеряют диагонали отпечатка.

Диагонали отпечатка измеряются с помощью окулярного микromетра, который устанавливается в торце окулярной трубы так, чтобы при вращении барабанчика перекрестие перемещалось вдоль измеряемой диагонали. Вращением барабана перекрестие нитей подводится вначале к одному углу отпечатка и берется первый отсчет, затем через отпечаток переводится на противоположный угол и берется второй отсчет (рис. 75). Разность отсчетов дает длину диагонали в делениях окуляр-микрометра. Каждая диагональ отпечатка измеряется трижды, но фиксируются два значения, средние для каждой диагонали.

Для расчета числа твердости величина диагонали K , полученная в делениях микromетра, переводится в миллиметры умножением ее на цену одного деления c :

$$d = Kc.$$

Число твердости вычисляется по формуле

$$H = \frac{1.854P}{d^2},$$

где H — твердость микровдавливания, кГ/мм; P — нагрузка, кГ; d — величина диагонали, мм.

Если величину диагонали выразить в микронах, а нагрузку в граммах, то формула приобретает вид

$$H = \frac{1.854P}{d^2}.$$

Для ускорения пересчетов разными авторами предложены таблицы (Лебедева, 1963а; Рыбалко, 1964). По ним легко найти значение H , зная величину нагрузки P в граммах и длину диагонали отпечатка d в микронах. Довольно удобны и номограммы, приводимые, например, в работах Л. Г. Харитонова (1959), А. И. Лыкова (1965) и др.

На результаты измерения твердости влияют факторы, связанные: а) с индивидуальными особенностями каждого конкретного прибора; б) с процессом измерений; в) с особенностями подготовки материала к исследованию.

Факторы первой группы менее существенны. Каждый экземпляр прибора выполнен таким образом, что при правильной тарировке прибора влияние его индивидуальных особенностей сводится к минимуму. Отклонения в форме алмазной пирамиды допускаются в $20'$, их можно установить измерением на гониометре и ввести в расчетную формулу вместо коэффициента 1.854 значение $2 \sin \frac{\alpha}{2}$ в соответствии с измеренным углом при вершине пирамиды.

Имеющиеся отклонения в весе грузиков, которые не должны превышать для 100 Г — $\pm 0.004\%$, 50 Г — $\pm 0.008\%$, 20 Г — $\pm 0.015\%$, 10 Г — $\pm 0.020\%$, можно ликвидировать и подогнать веса гирь к номиналу. Факторы второй группы, связанные с процессом измерения, оказывают более сильное влияние на результаты, но и их можно свести к минимуму.

Сильно искаженные результаты получаются при грубой работе с прибором, поэтому на всех стадиях измерения работать надо очень осторожно. Плавные повороты столика, равномерное движение ручки арретира при спуске и подъеме индентора, спокойная статическая выдержка давления на индентор гарантируют и точные результаты.

Очень существенно влияние вибрации, даже очень слабой. Его снимает работа в виброустойчивом помещении (лучше всего локальный этаж здания), монтаж массивного рабочего стола на капитальной стене или цементному полу, использование амортизаторов.

При спуске индентора на рабочую поверхность возникают инерционные силы, влияющие на величину отпечатка. Они не исчезают даже при работе с малыми нагрузками, но сводятся к минимуму при медленной скорости спуска индентора. Скорость спуска, практически не вызывающая инерционных сил, С. И. Ры-

балко (1965) определена в 60 сек. С. И. Рыбалко рекомендует совершенно правильный метод определения скорости спуска индентора по графику $t-H$ (его можно представить и в виде $t-d$). Перед детальным исследованием минерала конкретным прибором нужно сделать несколько замеров с разными скоростями спуска и по ним построить график, который должен иметь вид, близкий к изображенному на рис. 76. Оптимальным будет время спуска индентора, при котором значение H не отличается от H_{v_0} . При измерении можно принять любое время спуска, но вводить в резуль-

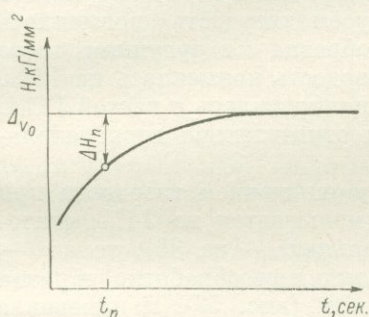


Рис. 76. Зависимость твердости H от скорости спуска индентора.

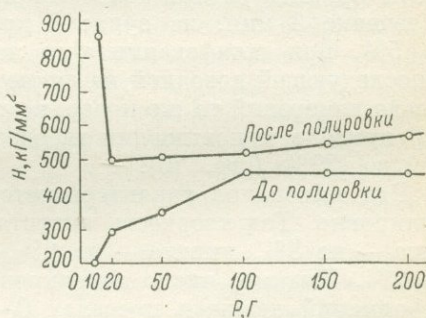


Рис. 77. Зависимость твердости магнетита H от величины нагрузки на индентор P до и после полировки естественных граней.

тат поправку ΔH_n . В приборы последних выпусков вводится устройство для автоматического спуска индентора.

Время экспозиции под нагрузкой (время статической выдержки индентора в минерале) влияет на результаты измерения твердости минералов по-разному. Получающиеся зависимости характеризуют пластические свойства минералов, а именно их ползучесть, поэтому при измерении твердости мы не имеем права, как в предыдущем случае, стремиться определить для каждого минерала свое время экспозиции. Наиболее рациональный путь — стандартизация времени. Большинство авторов рекомендуют время экспозиции в 5 сек., которое и можно принять как стандартное при массовых измерениях.

Любая предварительная механическая обработка поверхности изучаемого образца (нарезание искусственных поверхностей, шлифование, полирование и т. п.) вызывает изменение твердости. Характер и величина этого изменения неодинаковы у разных минералов и зависят также от способа обработки.

Обычно при полировке поверхности минерала, необходимой для получения пригодных к измерению ровных поверхностей, твердость поверхностного слоя заметно увеличивается. Это происходит в результате генерирования большого количества дис-

локаций, затрудняющих дальнейшую деформацию и вызывающих упрочнение минерала. Как известно, такое поверхностное упрочнение минерала в результате механической обработки называется наклепом, а поверхностный упроченный слой — наклепанным. Так, полировка антимонита увеличивает его твердость на 33%, самородной серы — на 32%, ортита — на 26%, вольфрамита — на 10%, магнетита — на 8—11%. О влиянии характера полировки дают представление, например, данные Г. А. Ильинского (1963): «Если твердость вольфрамита на плоскости спайности принять равной 100%, то при обработке этой поверхности в течение 3 мин. на сукне с крокусом твердость повысилась на 5%, при шлифовании того же образца на чугунном диске с последующей доводкой на сукне твердость повысилась на 16%. После измерений та же поверхность полировалась с пастой ГОИ, что привело к повышению твердости относительно первоначальной на 29%» (стр. 70).

Ряд минералов характеризуется уменьшением твердости при полировке. Так, твердость апатита уменьшается на 24%, флюорита — на 8%, пирита — на 6%, кальцита — на 3%, топаза — на 2%. Видимо, число генерированных при обработке образца деформаций лежит в пределах 0— ρ мин. (рис. 57), и изменение прочности описывается не правой, а левой ветвью соответствующей кривой.

Влияние наклепа на измеряемую твердость необходимо учитывать при сравнении результатов, особенно полученных при исследовании минералов в полированных шлифах. Можно ввести поправку, предварительно измерив твердость на естественной поверхности, а затем на обработанной принятым способом.

Способность к наклепу является одной из существенных механических характеристик минерала. Она может быть отражена изменением твердости в процентах полированной поверхности образца по сравнению с естественной и толщиной наклепанного слоя (при конкретном способе обработки). Толщину слоя легко вычислить, сравнив зависимости $P-d$ или $P-H$ до и после полировки. Например, на рис. 77, отражающие эту зависимость для магнетита, ясно видно, что наклепанный слой «протыкается» при нагрузке на индентор в 20 Г, твердость при этом определяется в 500 кг/мм^2 , т. е. размер диагонали отпечатка 8.65 мк. Отсюда глубина вдавливания $h \approx \frac{d}{7} = \frac{8.65}{7} = 1.23 \text{ мк}$. Прочность наклепанного слоя можно косвенно оценить по разности твердости до и после полировки, определенных при больших нагрузках, когда наклепанный слой уже проткнут. Но и при этих нагрузках он оказывает определенное влияние, сдерживая погружение в измеряемый материал ребер алмазной пирамиды. Это влияние для магнетита, как видно из рис. 77, можно приблизительно оценить в 100 кг/мм^2 .

Очень своеобразно влияние на результаты измерения твердости микровдавливанием величины нагрузки на индентор. Теоретически по закону подобия Кика измеренная твердость не должна зависеть от нагрузки. Однако этот закон выдерживается лишь при больших нагрузках, превышающих для каждого конкретного минерала определенный предел. В области малых нагрузок этот закон не выдерживается. Предполагается, что в этой области действует показательный закон Майера

$$P=ad^n,$$

где n — показатель Майера, зависящий от природы исследуемого образца; a — коэффициент подобия, зависящий от геометрической формы наконечника и постоянный для данного минерала; P — приложенная нагрузка; d — длина диагонали отпечатка.

При $n \leq 2$ с уменьшением нагрузки твердость, определяемая методом микровдавливания, повышается, при $n \approx 2$ — не зависит от приложенной нагрузки, при $n > 2$ — уменьшается. Точные исследования очень многих авторов в общем подтверждают эту зависимость.

У большинства минералов при исследовании на естественных поверхностях (гранях кристаллов) с увеличением нагрузки увеличивается и твердость, у некоторых же, наоборот, уменьшается и даже, что крайне редко, остается постоянной. Очень часто даже при исследовании разных кристаллов одного и того же минерала отмечается различный характер изменения твердости при варьировании малыми нагрузками. Различия очень резко проявляются, если сравнивать кривые $P-H$ полированных и неполированных образцов (рис. 77). Это указывает на то, что характер изменения твердости с изменением величины нагрузки в области малых нагрузок зависит прежде всего от состояния поверхностного слоя (упрочен он или ослаблен), количества и распределения дислокаций в нем. Это еще одна дополнительная кристалломеханическая характеристика минерала.

Для получения сопоставимых результатов, массовые измерения твердости надо проводить с нагрузками, при которых выдерживается закон подобия, а кривая $P-H$ превращается в прямую линию, параллельную оси P . Ясно, что оптимальными будут нагрузки, различные не только для разных минералов, но и для индивидов одного и того же минерала. В каждом отдельном случае необходимо их экспериментальное определение.

Следует отметить еще один очень важный фактор, влияющий на результаты измерений. Это утомляемость исследователя. В качестве общей можно принять рекомендацию комиссии по рудной микроскопии (Сообщение. . . , 1966) ограничивать продолжительность измерения двумя часами в день.

Детальный анализ точности результатов, получаемых при исследовании твердости микровдавливанием, дан Г. А. Ильинским

(1963). При наихудших условиях измерения максимально возможная относительная погрешность при получении отпечатков с диагональю в 50 делений составляет: для минералов с твердостью 2 по Моосу — 7%, с твердостью от 4 до 6 — 6%, с твердостью от 7 до 8 — 5%. Тщательная тарировка прибора, аккуратное проведение исследований, оптимальная методика измерений и учет всех факторов влияния на их результаты позволяют свести эту погрешность до минимальной.

Таким образом, метод микровдавливания — это очень точный метод исследования твердости минералов, чутко регистрирующий все, даже очень незначительные аномалии твердости, связанные с событиями «жизни» исследуемого минерала.

Сравнение результатов исследования твердости методом микровдавливания на приборах разных марок. Метод микровдавливания широко внедряется в минералогическую практику исследователями всех стран. Для этого используются приборы самых различных марок. За рубежом наибольшей популярностью пользуются следующие приборы: микротвердомер фирмы Райхерт, скомбинированный с универсальным микроскопом типа MeF, микротвердомер Ганеманна к универсальному микроскопу Neophot фирмы Карл Цейс (ГДР), микротвердомер к универсальному микроскопу Nu этой же фирмы (ГДР), микротвердомер Дюримет фирмы Лейтц (ФРГ), микротвердомер Тюкон-Тестер фирмы Вильсон (США), микротвердомер G.U.N. фирмы Ассошиэйтед Лимитед (Англия) и др. Многие из этих приборов имеются и в лабораториях Советского Союза.

В связи с этим остро стоит вопрос о сопоставимости результатов, полученных на приборах различных марок, о возможности обобщения результатов исследований всех стран. На необходимость такого анализа указывала и Международная комиссия по рудной микроскопии (Сообщение. . . , 1966). Очень необходимое и интересное сравнение было проведено Н. А. Ильяшевой и А. А. Годовиковым (1966) на примере галенита и сфалерита.

Т а б л и ц а 16

Твердость (в кг/мм²) галенита и сфалерита, измеренная на приборах разных марок

Минерал	Нагрузка на индентор, Г	Марка прибора			
		ПМТ-3	MeF	Neophot	Nu
Галенит	10	102	95	102	102
	20	99	96	100	98
Сфалерит	10	253	208	248	227
	20	233	201	234	203
	50	213	199	216	213

Оно показало, что результаты измерений на приборах ПМТ-3, MeF, Neophot и Nu (табл. 16), несмотря на значительные различия всех конструкций, вполне сопоставимы.

Некоторые особенности измерения твердости методом микро-вдавливания. Исследование анизотропии твердости. Объектами исследования твердости чаще всего являются кристаллы минералов, неправильной формы зерна и обломки, агрегаты минералов. Только кристаллы несут на себе ровные гладкие естественные плоскости (границы) и в большинстве случаев не требуют предварительной обработки. Обломки, зерна, агрегаты нужно сделать пригодными к исследованию, получить на них необходимые для измерения ровные поверхности.

Степень детальности исследования, количество измерений и плотность нанесения на объект отпечатков алмазной пирамиды зависят от целей исследования. Последние сводятся: а) к ориентировочному определению твердости, б) получению полной характеристики твердости объекта и в) специальным видам исследования. При ориентировочном определении твердости, по мнению большинства исследователей и нашему опыту, достаточно измерений 10—20 отпечатков, нанесенных на испытываемую поверхность с различной ориентировкой диагоналей. Среднее значение полученных замеров и пределы колебаний дают общее представление о величине твердости минерала и могут быть использованы как дополнительный диагностический признак (если, конечно, минерал не сильно анизотропен). Специальные виды исследований требуют индивидуального подхода, и давать какие-либо общие рекомендации трудно. Мы остановимся более подробно на получении полной твердостной характеристики минерала.

При детальном исследовании твердости кристаллов очень остро выступает необходимость учета строгой кристаллографической фиксированности этого свойства — анизотропии твердости. Она может быть выявлена только измерением твердости по возможно большему числу кристаллографических направлений. Можно рекомендовать следующий порядок исследования.

1. Измерение твердости на каждой естественной грани кристалла по разным направлениям. Оно может проводиться на приборе с врезанным в предметный столик дополнительным вращающимся столиком.² Явление анизотропии твердости на грани кристалла³ отражается искаженной формой отпечатка (рис. 78), выражающейся различной длиной ее диагоналей и даже полу-диагоналей (проекций ребер негативного отпечатка алмазной

² В крайнем случае можно воспользоваться вращением алмазной пирамиды, но это очень неудобно и неточно.

³ Полярная анизотропия С. Д. Дмитриева (1949), анизотропия I рода по С. И. Лебедевой (1963а).

пирамиды). Ее можно зафиксировать, если замерять длины полудиagonalей, различным образом ориентированных относительно ребер грани, и удваивать их при вычислении твердости. Для

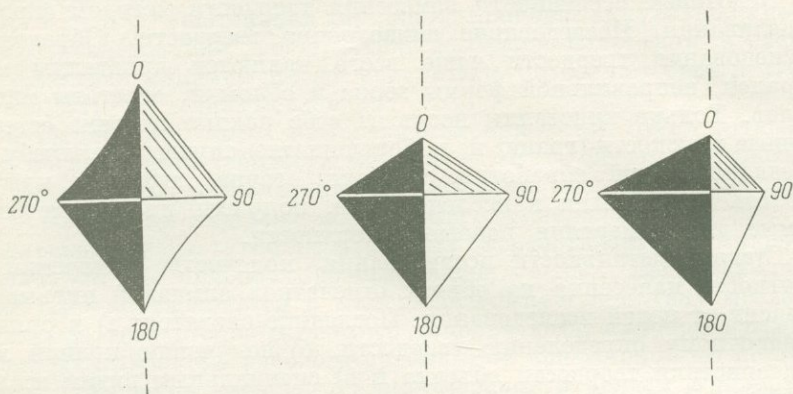


Рис. 78. Примеры отпечатков с искаженной формой, отражающей анизотропию твердости кристалла.

выявления картины анизотропии измерения необходимо проводить по направлениям через 10° , и так как при каждой ориентировке измеряются четыре полудиagonали, чтобы полу-

Таблица 17

возможные направления измерения твердости при ориентировке образца от 0 до 80° относительно первоначальной

Ориентировка кристалла относительно первоначальной	Возможные направления измерения твердости			
	0°	90°	180°	270°
0°	0°	90°	180°	270°
10	10	100	190	280
20	20	110	200	290
30	30	120	210	300
40	40	130	220	310
50	50	140	230	320
60	60	150	240	330
70	70	160	250	340
80	80	170	260	350

лучить значение твердости от 0 до 350° , достаточно изменить ориентировку образца от 0 до 80° (табл. 17). При каждой ориентировке наносится 10—12 отпечатков, равномерно распределенных по поверхности граней. Таким образом по 90—180 отпечаткам на одной грани получаем 360—720 замеров твердости.

Следует отметить одну бытующую во многих работах методическую ошибку. Она заключается в том, что измеряются не полудиagonали отпечатка, а диагонали, и твердость в направлении α

считается равной твердости в направлении $\alpha \pm 180^\circ$. Но такая симметричная картина анизотропии твердости выдерживается лишь на гранях с высокой симметрией, а на грани низкой симметрии твердость по α не равна твердости по $\alpha \pm 180^\circ$. С другой стороны,

правильную картину анизотропии твердости могут исказить какие-либо местные дефекты кристалла, поэтому необходимо во всех случаях учитывать симметрию грани. В этом значительную помощь могут оказать выведенные В. А. Мокиевским (1959) возможные виды симметрии отпечатка в зависимости от симметрии грани (табл. 18).

Таблица 18

Возможные виды симметрии отпечатка

Симметрия грани	Возможная симметрия отпечатка	Симметрия грани	Возможная симметрия отпечатка
1	1	m	1, m
2	2	$2mm$	2, $2mm$
3	3	$3m$	1, m
4	4	$4mm$	4, $4mm$
6	$6+4=2$	$6mm$	2, $2mm$

2. Измерение твердости на искусственно нарезанных плоскостях. Природных граней кристалла обычно оказывается недостаточно для получения полной картины анизотропии твердости, поэтому приходится нарезать ряд дополнительных плоскостей, затушающих природные вершины и ребра. Измерение твердости на них производится так же, как и на природных гранях, но в результаты вводится поправка на наклеп, вычисленная по приведенной выше методике.

3. Вычисление средних значений твердости. Средние значения твердости вычисляются для каждого полярного направления на грани ($H_0, H_{10^\circ}, H_{20^\circ}, \dots, H_{350^\circ}$)⁴, для каждой грани, т. е. средняя твердость в направлении, перпендикулярном грани ($H_{[hkl]}$), и для всего кристалла (H_{cp}). Удобнее оперировать длиной диагонали, чтобы не проводить лишних расчетов, и вычислить твердость (в кГ/мм^2) лишь для средних и крайних значений.

Поскольку для измеренных значений длины диагонали (или твердости) характерен значительный разброс данных, обусловленный рядом факторов, в частности неравномерным распределением дислокаций, необходимо при вычислении средних использовать аппарат статистической математики (установление закона распределения, расчет дисперсии, среднего квадратического отклонения, вероятного отклонения среднеарифметического и др.).

4. Вычисление коэффициента анизотропии. С. И. Лебедева (1963а) предлагает отражать анизотропию твердости коэффициентом

⁴ Направление можно показать и символом со значком ($'$), обозначающим, что это твердость, определенная не перпендикулярно направлению, а косвенно, например $H(123)'$.

том анизотропии, равным отношению максимальной твердости к минимальной:

$$K_H = \frac{H_{\text{макс}}}{H_{\text{мин}}}$$

Эта очень выразительная константа прочно вошла в минералогическую практику, но некритическое применение ее зачастую вносит и путаницу. Из приводимых данных, в том числе и данных самой С. И. Лебедевой (1963а), часто неясно, в каком направлении твердость максимальная, в каком минимальная, отражает ли этот коэффициент анизотропию всего кристалла, анизотропию на грани или в случайном разрезе и о каких направлениях идет речь. Поэтому целесообразно в дальнейшем вводить уточнения и использовать следующие символы:

K'_H — коэффициент анизотропии случайный, отражающий отношение максимальной твердости к минимальной в нефиксированных направлениях в случайном разрезе;

$K_{H \frac{30^\circ(z)}{120^\circ(z)}(hkl)}$ — коэффициент анизотропии твердости, измеренной на фиксированной плоскости (hkl) и отражающий отношение максимальной твердости, зафиксированной, например, под углом 30° к проекции на плоскость оси z , к минимальной в направлении 120° по отношению к этой же оси (вместо углов можно указать символы направлений);

$K_{H \frac{[hkl]}{[h_1k_1l_1]}}$ — истинный коэффициент анизотропии, отражающий отношение максимальной твердости в направлении $[hkl]$ кристалла к минимальной в направлении $[h_1k_1l_1]$. Например, для кристаллов самородной серы Шорсуйского месторождения

$$K_{H \frac{(110)}{(100)}(001)} = 1.33, \quad K_{H \frac{[011]}{[001]}} = 1.37$$

(Сребродольский, Юшкин, 1965, 1966).

Во всех конкретных случаях символами или словами необходимо раскрывать содержание коэффициента анизотропии.

5. Построение роз твердости. Отложив векторы значений твердости, измеренных на различных направлениях для одной и той же грани от единого центра, и соединив концы векторов кривой линией, получим розу твердости для этой грани. Роза очень наглядно отражает характер анизотропии кристалла (рис. 79) и особенности структуры минерала, спроектированной на плоскость этой грани (рис. 80). Ее симметрия обычно совпадает с симметрией грани, никогда не может быть выше симметрии грани, но в ряде случаев понижается.

6. Построение объемных фигур твердости. Общую картину анизотропии твердости минерала нагляднее всего можно изобразить объемной фигурой, поверхность которой соединяет концы

векторов твердости различных кристаллографических направлений (Юшкин, 1966б). Розетки твердости для граней должны, следовательно, иметь форму, близкую к форме сечения фигуры твердости рассматриваемой гранью. Построение фигур производится сле-

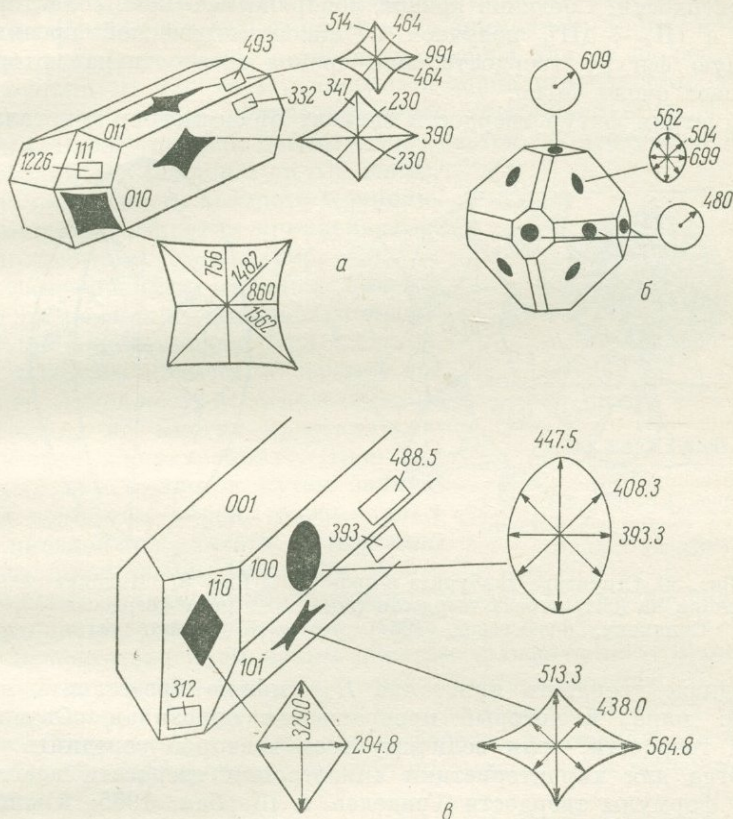


Рис. 79. Розы твердости на гранях кристаллов колумбита (а), магнетита (б) и ортита (в).

Цифры в прямоугольниках — среднее число твердости граней.

дующим образом (рис. 81). От общего центра в принятом масштабе в аксонометрической проекции откладываются векторы $\mathbf{H}_{[hkl]}$. Затем через этот же центр проводятся поверхности естественных и искусственных граней, для которых построены розы твердости, и на плоскостях воспринимаются эти розы. Векторы \mathbf{H}_n на розах, так же как и векторы $\mathbf{H}_{[hkl]}$, отражают твердость в фиксированных кристаллографических направлениях и, следовательно, равноправны. Всегда найдется несколько векторов \mathbf{H}_n , совпадающих по направлению с векторами $\mathbf{H}_{[hkl]}$. Они должны быть равными

и по величине, расхождения не должны превышать точности метода. По этим совпадающим векторам (продублированные определения) вычисляется поправка к векторам H_{n^0} , равная $\Delta H = H_{[hkl]} - H_{n^0}$, и складается с векторами H_{n^0} соответствующей розы твердости. Соединив кривой поверхностью концы векторов $H_{[hkl]}$ и $(H_{n^0} + \Delta H)$, получаем в аксонометрической проекции объемную фигуру твердости, анизотропия твердости на которой выступает очень четко.

Симметрия фигур твердости зависит от симметрии кристалла.

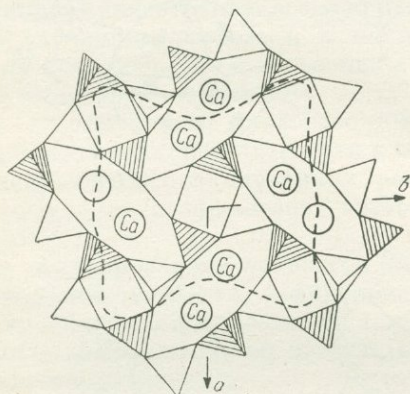


Рис. 80. Структура данбурита в проекции на (001) и роза твердости (по Снякову, Федосеевой, 1967).

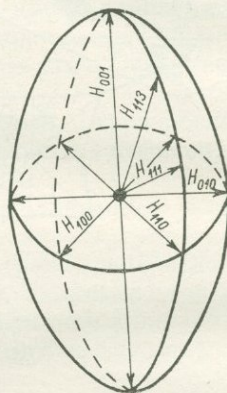


Рис. 81. Индикатор твердости кристалла.

Среднюю твердость кристалла H_{cp} можно представить как диаметр шара, в который превращается описанная объемная фигура твердости, если величину всех векторов усреднить.

Иногда для характеристики анизотропии твердости используются формулы твердости (Генделев и Щербак, 1965; Юшкин, 1967б). Для магнетита с Приполярного Урала, например, такая формула имеет вид $(H_{[001]}=609) > (H_{[111]}=H_{[101]}=500) > (H_{[100]}=H_{[110]}=480)$. Цифры в ней отражают твердость (в кГ/мм^2) в соответствующем кристаллографическом направлении.

Методика детального исследования монокристаллических зерен зависит от их величины.

Если зерно достаточно крупное, на нем можно нарезать в разных направлениях искусственные грани и проводить исследование зерна по той же методике, что и исследование кристалла. Построенная объемная фигура твердости позволит установить симметрию минерала и кристаллографическую ориентировку зерна.

Исследование мелких зерен более трудно. Ограниченное количество зерен вообще не дает возможности получить достаточно полную картину твердости и приходится ограничиваться еди-

ничными случайными измерениями. Для большого количества зерен можно применить следующую методику.

В небольшой отрезок стеклянной трубочки длиной примерно в 0.5 см, поставленной на предметное стекло, вливается какой-либо разведенный цемент: полистирол, бакелит, густой канадский бальзам, смолы и т. п. Совершенно не применимы лишь термопластики, так как сильное разогревание зерен влияет на результаты измерения. В цемент замешиваются зерна минерала по возможности гуще, чтобы количество зерен превышало количество цемента. После того как цемент схватывается, из центральной части трубочки вырезается толстый шлиф, одна поверхность которого приполировывается, а другая приклеивается к предметному стеклу (рис. 82).

Замешиванием зерен в цементе мы добиваемся их произвольной случайной ориентировки. При достаточно большом количестве зерен у нас будет возможность исследовать зерна минерала во многих кристаллографических направлениях. Практику подготовки брикетов путем заливки цементом зерен, рассыпанных по плоской поверхности, нельзя признать правильной. При этом может проявляться какая-либо предпочтительная ориентировка зерен параллельно плоскостям спайности.

В подготовленном таким образом шлифе-брикете измеряется твердость максимально возможного количества зерен, причем на каждое зерно следует наносить одинаковое количество отпечатков. Обязательно нужно фиксировать симметрию отпечатка, чтобы по ней судить о симметрии минерала в изучаемом разрезе.

По данным измерения строится график распределения (вариационная кривая) значений твердости (Длин, 1958). Если кривая симметричная, отражает нормальный закон распределения и имеет один пик, то, вероятнее всего, твердость исследованного минерала примерно одинакова по всем кристаллографическим направлениям, т. е. минерал изотропный. Двойные и тройные пики указывают на резкую анизотропию твердости, причем каждый пик соответствует твердости в определенном кристаллографическом направлении. Можно попытаться установить кристаллографическую ориентировку этих направлений по симметрии отпечатков и вычислить коэффициент анизотропии твердости.

Следует отметить, что исследование зерен в брикетах дает искаженные наклепом значения твердости, поэтому, приводя результаты, это следует отмечать.

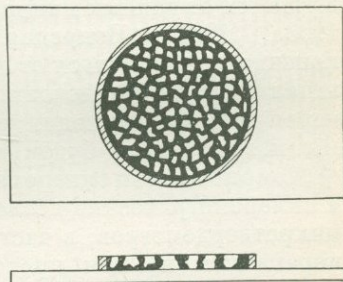


Рис. 82. Монтровка зерен минерала в брикет для измерения твердости.

Твердость минералов в мелкозернистых агрегатах исследуется так же, как и твердость зерен, путем приготовления полированных шлифов. В этом случае мы не можем избавиться от предпочтительной ориентировки, поэтому и средняя твердость может оказаться несколько отличающейся от истинной. Лучше, если возможно, расчлнить агрегат на зерно и измерить твердость в брикете.

Метод царапания (склерометрия). Анализ деформаций, возникающих при царапании, заставляет относиться с осторожностью к этому методу и не позволяет принять его как основной при измерении твердости. Значение твердости и характер анизотропии, выявленные методом склерометрии, как правило, отличаются от данных микровдавливания (В. Н. Ланге и Т. И. Ланге, 1963а, 1963б; Боярская и др., 1965, и др.). Однако нельзя, конечно, отказываться от данных метода склерометрии как дополнительных. Особенно они полезны при выявлении спайности минералов и для решения ряда дополнительных вопросов, на чем мы неоднократно будем останавливаться ниже.

Старые модели склерометров в настоящее время не применяются, и склерометрические исследования проводятся с помощью тех же микротвердометров, в частности ПМТ-3.⁵ Определение твердости царапанием на нем проводится следующим образом.

Исследуемый образец приклеивается к предметному столику прибора менделеевской замазкой так, чтобы испытываемая поверхность была горизонтальной и параллельной поверхности столика. На выбранный для нанесения царапины участок под соответствующей нагрузкой опускается алмазная пирамида. Затем, не поднимая пирамиды, с помощью микрометричного винта столик с образцом несколько передвигается, при этом на образце остается царапина по направлению движения образца треугольной формы. Длина царапины не имеет значения, нужно лишь, чтобы она превышала в 3—4 раза длину диагонали отпечатка, сделанного на том же образце при той же нагрузке. Необходимое условие при нанесении царапины — ориентировка алмазной пирамиды ребром вперед, навстречу движению образца (рис. 71).

Твердость вычисляется по отношению нагрузки P к площади проекции контакта пирамиды и исследуемого материала. Последняя для пирамиды с квадратным основанием и углом при вершине в 136° определяется через ширину царапины как в $b^2/4$ (Григоревич, 1958). Следовательно, твердость царапания можно выразить формулой

$$H_n = \frac{P}{b^2/4},$$

где P — нагрузка, кГ; b — ширина царапины, мм.

⁵ Конструкция ПМТ-3 не предусматривает применения его в качестве склерометра, поэтому использовать один и тот же экземпляр для склерометрии и микровдавливания не рекомендуется.

Ширина царапины измеряется с помощью окуляр-микрометра в нескольких местах и выводится среднее значение. Очень затрудняют измерение часто возникающие по краям царапины навалы разрушенного материала, создающие эффект более широкой царапины, а также хрупкое разрушение материала ее стенок. Для снятия влияния навалов Ю. С. Боярская (Боярская и др.,

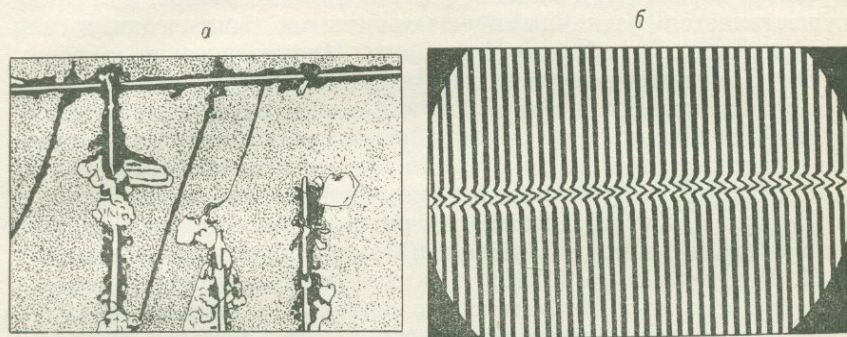


Рис. 83. Вид царапин (а) и изгиб интерференционных полос по царапине (б) на кристалле топаза (по Боярской и др., 1965).

1965) воспользовалась интерференционным методом. Она измеряла по изгибу интерференционных полос (рис. 83) на интерферометре МИИ-4 глубину царапины h и высоту навала V . На их основании и вычислялось истинное значение ширины царапины b' и твердости H' . Как видно из табл. 19, для топаза, например,

Таблица 19

Твердость топаза по данным склерометрии с учетом и без учета навалов (по Боярской и др., 1965)

Направление царапины	Ширина царапины по прямому измерению b , мк	Глубина царапины по изгибу интерференционных полос h , мк	Высота навала по изгибу интерференционных полос V , мк	Исправленная ширина царапины $b' = \frac{bh}{h+V}$, мк	Твердость по прямому измерению H , кг/мм ²	Твердость с учетом навала H' , кг/мм ²
[100]	2.2	0.13	0.13	1.1	1000	4100
[010]	3.4	0.17	0.11	2.06	400	1200

влияние навала на результаты измерения твердости более чем существенно. Это еще раз подчеркивает ограниченность возможности использования склерометрии в минералогических исследованиях.

§ 2. Исследование упругих свойств минералов

Для точного определения параметров упругости минералов разработан целый ряд специальных методов. По своим особенностям они могут быть разделены на статические и динамические.

Статические методы основаны на фиксации деформаций образца при сжатии, растяжении или изгибе. Фиксация осуществляется различными механическими, оптическими или электрическими приборами-датчиками. Призматические образцы минерала с поперечным сечением не менее 2.5×2.5 см и высотой 7 см устанавливаются под прессом и к ним прикладывается нагрузка. Увеличение нагрузки на образец производится ступенями, для каждой ступени по показаниям датчиков вычисляются деформации. Модуль упругости и коэффициент Пуассона рассчитываются по формулам, специфическим для каждого типа датчика. Описание приборов и методика измерений подробно изложены в работе Б. П. Беликова и др. (1964), а также в руководствах по сопротивлению материалов. Статические методы очень точны, но обладают двумя существенными недостатками: требуют больших образцов⁶ и позволяют провести измерение параметров упругости только в одном кристаллографическом направлении, разрушаясь после испытания. Это делает их трудноприменимыми в массовых минералогических исследованиях, но они сохраняют свое значение при испытании поликристаллических агрегатов.

Динамические методы основаны на возбуждении в образце волновых колебаний какого-либо типа и определении скорости прохождения упругих волн. Среди них различаются: а) резонансные методы, связанные с определением собственных частот колебаний ориентированных кристаллических образцов; б) методы, основанные на определении скорости звука в выбранных кристаллографических направлениях образцов (оптический метод, метод клина, импульсные методы); в) методы, основанные на взаимодействии кристаллической решетки с излучениями (метод рассеяния рентгеновских лучей). Аппаратура и методика детально описаны во многих работах (Александров, Носиков, 1956; Александров, 1967; Беликов и др., 1969; Силаева, 1962; Беликов и др., 1964; Ризниченко и др., 1953, и др.). Наиболее точными и универсальными являются резонансные и импульсные методы. К сожалению, и они требуют довольно больших образцов. Так, при исследовании с помощью ультразвукового сейсмокопа требуется шлифованная площадка на образце длиной не менее 10—12 мм.

Следует отметить, что величина образцов, а также трудоемкость исследований и несовершенство приборов пока не дают

⁶ Правда, имеется ряд приборов, приспособленных и для исследования малых образцов (Лазуркин, Фогельсон, 1951; Регель, 1955; Цобкалло, 1949, и др.).

выхода точным методам за пределы специализированных лабораторий. К настоящему времени точно измерены константы упругости всего нескольких десятков наиболее распространенных минералов (Александров, Рыжова, 1961; Беликов, 1964).

П р и б л и ж е н н ы е м е т о д ы значительно проще и оперативнее специальных, но тоже, к сожалению, не нашли достаточно широкого применения.

К числу таких методов относится, например, метод Шора, основанный на принципе склерометра Шора. Упругие параметры вычисляются посредством ряда формул из значений высоты отскока стального шарика, отвесно падающего на горизонтальную пришлифованную поверхность образца.

Л. А. Шрейнер и др. (1958) сконструировали автоматический прибор, основанный на измерении эффекта вдавливания пуансонов и записывающий на ленту кривые деформации. Анализ кривых позволяет ориентировочно вычислить твердость, условную пластичность и модуль Юнга.

Приближенные параметры упругости минерала можно определить и при исследовании их методом микровдавливания, поскольку после снятия нагрузки имеет место некоторое упругое восстановление отпечатка. Твердость микровдавливания, таким образом, выступает как некоторая усредненная величина, характеризующая и упругие, и пластические свойства минерала. Возможность такого определения обсуждалась в литературе (Мотт, 1960; Боярская и др., 1962; Боярская, Вальковская, 1963, 1966; Юшкин, 1967а), но, к сожалению, этот простой и общедоступный метод не нашел пока широкого применения в минералогической практике. Использование его позволит получать очень быстро важные кристалло механические характеристики минерала. Заинтересованность в быстрейшем внедрении метода заставляет нас более детально остановиться на его характеристике.

С помощью метода микровдавливания можно приближенно определить кристаллографически фиксированный параметр упругости минерала — величину упругого восстановления отпечатка. Так как эта величина изменяется пропорционально изменению приложенной нагрузки, рекомендуется проводить наблюдения при возможно больших нагрузках, при которых упругое восстановление лучше заметно.

Упругое восстановление отпечатка можно наблюдать несколькими способами.

1. Способом прямого наблюдения, когда рассматривается и измеряется отпечаток непосредственно под нагрузкой и упруго восстановленный отпечаток после снятия нагрузки. Этот метод применим лишь к прозрачным минералам и требует подготовки пластинок с приполированными верхней и нижней плоскостями, вырезанных в определенном направлении из исследуемого минерала. Ю. С. Боярская и др. (1962) предложили использовать

индентор с нагрузочным приспособлением к металлографическому микроскопу, например МИМ-7, укрепляя его на корпусе прибора (рис. 84). Для измерения упругого восстановления пластинка минерала помещается на столик микроскопа и в нее под оптимальной нагрузкой вдавливается алмазная пирамида. Упругое восстановление вычисляется измерением отпечатка непосредственно под пирамидой и после ее подъема.

2. Способ «закрашенного» индентора заключается в том, что перед нанесением отпечатка алмазную пирамиду покрывают

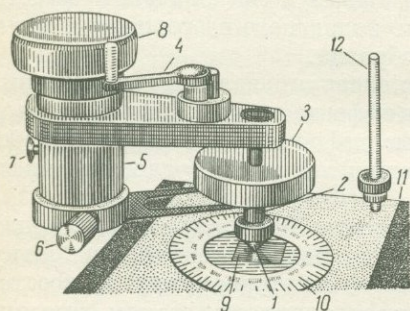


Рис. 84. Нагрузочное приспособление к микроскопу МИМ-7 (по Боярской и др., 1962).

1 — алмазная пирамида; 2 — шток; 3 — гиря; 4 — рукоятка для опускания индентора; 5 — колонка; 6 — винт для вращательного движения вокруг оси колонки; 7 — винт для установки по высоте; 8 — ручка для установки пирамиды в центре поля зрения; 9 — образец; 10 — диафрагма с делением на градусы; 11 — столик микроскопа МИМ-7; 12 — клеммы.

тонким слоем графита, взвешенного в воде. После нанесения отпечатка графит стирается с участка поверхности пирамиды, которая контактировала с испытываемым материалом. Измерив размеры участка, освобожденного от графита, легко вычислить длину диагонали, какую бы имел отпечаток при отсутствии упругого восстановления. Разность между этой длиной и длиной диагонали восстановленного отпечатка и служит мерой упругого восстановления. Недостаток способа — трудность точного измерения свободного от графита участка алмазной пирамиды и необходимость дополнительной установки на серийные микротвердометры приспособлений для этой цели.

3. Способ напыления. Перед измерением поверхность образца напыляется магнием или покрывается тонким (около 0.1 мк) слоем серебра, осажденного из паровой фазы. На хорошо приравленном напыленном слое четко отражаются границы первоначального невосстановленного отпечатка. Недостаток способа — необходимость предварительного напыления и трудность выбора участков для измерения на напыленной поверхности.

Как же выражаются результаты измерения упругого восстановления отпечатка?

Ю. С. Боярская и др. (1962, 1963, 1966) приводят непосредственно величину упругого восстановления стороны отпечатка (Δb_0) в микронах как разность длин сторон невосстановленного и восстановленного отпечатков. Некоторые авторы приводят разность длин соответствующих диагоналей отпечатка. Такой способ выражения не верен, так как не учитывается величина прилагаемой нагрузки, а, как известно, упругое восстановление

отпечатка пропорционально величине приложенной нагрузки. Например, по данным тех же авторов, упругое восстановление стороны отпечатка на кварце в одном и том же направлении при нагрузке 80 Г — 2.5 мк, при нагрузке 145 — 2.9 мк. Поэтому нельзя считать строго доказанным и заключение Ю. С. Боярской и др. (1966) о повышении величины упругого восстановления с увеличением твердости минерала, поскольку твердые минералы исследуются при значительно больших нагрузках, чем мягкие.

Более строгую оценку упругого восстановления ($\kappa\Gamma/\text{мм}^2$), учитывающую и величину приложенной нагрузки, дает разность между твердостью, вычисленной по диагонали восстановленного отпечатка $H_{\text{пласт}}$, и твердостью, вычисленной по диагонали восстановленного отпечатка $H_{\text{пласт+упр}}$:

$$\Delta H_{\text{упр}} = H_{\text{пласт+упр}} - H_{\text{пласт}}$$

Отмеченные выше недостатки способов измерения упругого восстановления отпечатка пирамиды ограничивают возможность применения метода микровдавливания. Необходим такой способ, который не требовал бы специальных сложных операций, а позволял измерять упругое восстановление параллельно с измерением твердости. В качестве такого способа мы предлагаем способ измерения деформации стороны отпечатка.

4. Способ измерения деформации стороны отпечатка. Замечено, что после снятия нагрузки в результате упругого восстановления отпечаток алмазной пирамиды деформируется неравномерно, даже если исследуется изотропное вещество. Многочисленными экспериментами на изотропном материале установлено, что наиболее сильному упругому восстановлению подвергаются грани отрицательной пирамиды (стороны отпечатка), с приближением к ребрам пирамиды упругое восстановление уменьшается, а сами ребра (диагонали отпечатка) остаются практически не восстановленными. Деформация отпечатка в результате упругого восстановления на ребрах практически отсутствует. Это происходит потому, что при вдавливании алмазной пирамиды в образец, ребра алмазной пирамиды создают значительно большее напряжение в материале образца, чем ее грани. Таким образом, величины диагоналей восстановленного и невосстановленного отпечатков в изотропном материале отличаются очень незначительно (рис. 85). Снятые Ю. С. Боярской и М. И. Вальковской (1966) кинокадры процесса упругого восстановления отпечатка на оргстекле подтверждают это наблюдение.

В анизотропном материале распределение сильно и слабо деформированных упругим восстановлением участков отпечатка

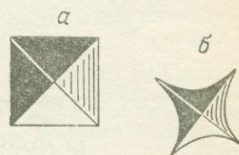


Рис. 85. Невосстановленный (а) и восстановленный (б) отпечатки в упругом изотропном материале.

более сложно, зависит от кристаллографического направления. Однако и в нем всегда стороны отпечатка восстанавливаются сильнее, чем диагонали, и на отпечатке любой ориентировки можно найти по крайней мере хотя бы одну диагональ или полудиагональ с неизменившейся или изменившейся очень незначительно после восстановления отпечатка длиной. На наличии

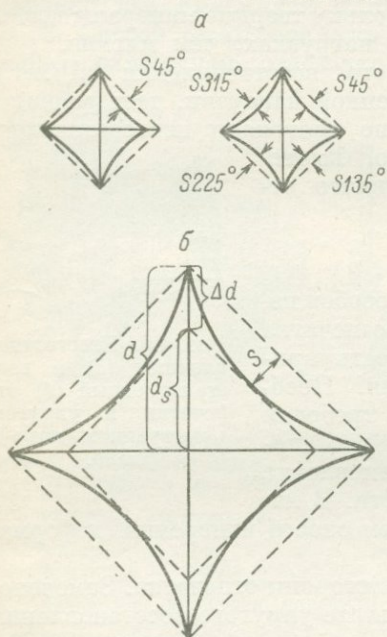


Рис. 86. Измерение упругого восстановления и деформации стороны отпечатка.

такой диагонали и построен способ измерения деформации стороны отпечатка, с помощью которого вычисление упругого восстановления производится следующим образом.

На нанесенном отпечатке после снятия нагрузки устанавливается наиболее длинная полудиагональ, которая будучи удвоенной и принимается за диагональ невосстановленного отпечатка. На ней мысленно строится квадрат, размеры которого должны соответствовать размерам невосстановленного отпечатка (рис. 86, а, б). С помощью нитей окуляр-микрометра этот квадрат можно построить довольно точно. Затем окуляр-микрометром измеряется величина деформации грани отпечатка S , как это показано на рис. 86, а. По одному отпечатку можно измерить деформацию в четырех направлениях, перпендикулярных проекции граней пирамиды. В этих направлениях, например в направлениях

45, 135, 225 и 315° относительно оси z (рис. 86, а), мы и имеем возможность оценить упругое восстановление.

Величина упругого восстановления $\Delta H_{\text{упр}}$ вычисляется так же, как и при других способах:

$$\Delta H_{\text{упр}} = H_{\text{пласт+упр}} - H_{\text{пласт}}.$$

За $H_{\text{пласт}}$ принимается твердость, вычисленная по диагонали, равной удвоенной длине самой длинной полудиагонали отпечатка. Твердость $H_{\text{пласт+упр}}$ вычисляется по диагонали d_s квадрата, сторона которого является касательной к изгибу стороны отпечатка в точке измерения S (рис. 86, б). Диагональ d_s может быть вычислена по формуле

$$d_s = d - \Delta d = d - 1.428S \approx d - 1.4S.$$

Величину Δd для сторон, непосредственно примыкающих к наиболее длинной полудиagonали, можно измерить окуляр-микрометром (рис. 86, б).

Если диагональ d одна для отпечатка, то диагональ d_s мы вынуждены вычислять четыре раза, определяя упругое восстановление в четырех перечисленных выше направлениях. Изменяя ориентировку отпечатка, можно определить $\Delta H_{\text{упр}}$ в любом кристаллографическом направлении измеряемой плоскости и построить розу упругого восстановления, перейдя затем и к объемному изображению. Величина $\Delta H_{\text{упр}}$ довольно удовлетворительно коррелируется с величиной модуля Юнга.

Конечно, изложенный способ, как и вообще метод микро-сдавливания, ориентировочный, но благодаря своей скорости и универсальности он, мы надеемся, найдет применение в минералогической практике. Во всяком случае с его помощью можно, хотя бы приближенно, количественно охарактеризовать упругие свойства минерала, которые до сих пор почти не попадают в поле зрения минералогов.

§ 3. Исследование пластических свойств минералов

Измерение точных характеристик пластичности минералов с помощью машин и приборов, рекомендуемых в курсах металловедения и сопротивления материалов, невозможно из-за очень сложной подготовки и большого размера образцов. Только крупные образцы можно исследовать и на релаксметре методом сжатия с автоматической записью системы Регеля и Дубова.⁷

В Институте кристаллографии АН СССР сконструирован очень удачный прибор для автоматической записи кривых растяжения и сжатия малогабаритных образцов с минимальной высотой 3 мм и диаметром 2 мм (рис. 87, а). Измерение действующих на образец напряжений производится жестким фотоэлектрооптическим динамометром, принцип действия которого основан на использовании явления фотоупругости. Сила, действующая на стеклянный параллелепипед, являющийся измерителем, определяется путем фиксации в нем оптической разности хода, обусловленной аномальным двуупреломлением. Электрооптическая схема динамометра такова. Пучок света от лампы накаливания 1, проходя через конденсатор 2, попадает на наклонную стеклянную пластинку 4. Здесь пучок разделяется на две части. Та часть света, которая прошла через пластинку, направляется через поляризатор 5, стеклянный измеритель 7 и анализатор 8, скрещенный с поляризатором 5, на измерительный фотоэлемент 9. Часть света, отразившаяся от пластинки 4, проходя через оптический клин 10, попадает на компенсационный фотоэлемент 11.

⁷ См. «Заводская лаборатория», 1959, № 1, стр. 101.

В оптическую схему входят пластинки дополнительной разности хода δ , необходимой для создания линейной зависимости интенсивности света от разности хода, и оптический спектрально нейтральный клин \mathcal{E} , поглощающий часть света, что позволяет изменять чувствительность системы. Запись фототоков производится фотографическим методом с помощью самописцев (ЭПП-09,

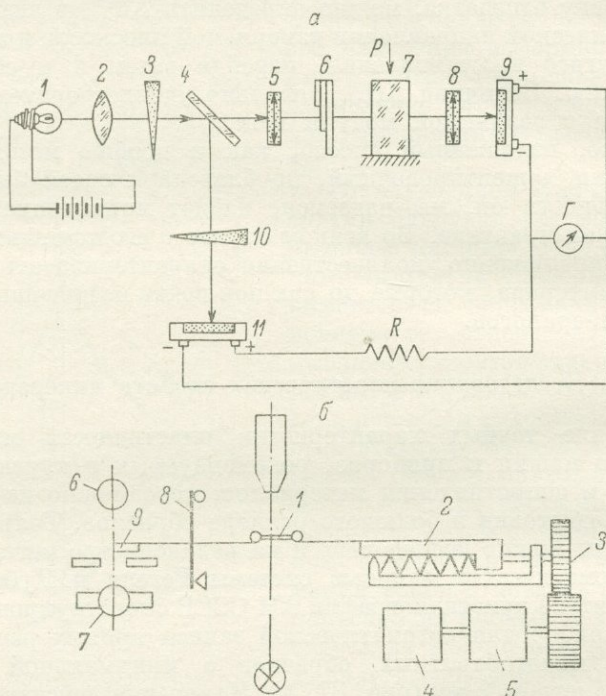


Рис. 87. Схемы установок для испытания микрообразцов на растяжение.

ПС-383, МФ-4 и т. п.). Точность измерения усилий ± 5 г при точности измерений разности хода ≈ 2.5 мкм.

Конструкция деформирующего устройства дает возможность вести нагружение испытуемого образца с постоянной скоростью. В пределах от $8 \cdot 10^{-7}$ до 10^{-1} мм/сек. можно устанавливать 25 различных скоростей.

В Институте кристаллографии АН СССР сконструирована установка жесткого типа (Захарова и др., 1967), позволяющая автоматически фиксировать диаграмму растяжения, но приспособленная, к сожалению, пока только для исследования нитевидных кристаллов. По схеме этой установки в любой лаборатории нетрудно изготовить установку и для вырезанных из кристалла

брусков минерала, поэтому мы приведем здесь схему установки (рис. 87, б) и процитируем описание.

«Образец 1 закрепляется в горизонтальном положении в двух держателях. Один держатель укреплен на кремальере 2, которая с помощью микрометрического винта 3 связана с синхронным электродвигателем 4. Последний снабжен редуктором 5, позволяющим растягивать кристаллы с различными скоростями в диапазоне от 0.1 до 0.01 мм/мин. Другой держатель связан с фотоэлектрическим динамометром, который состоит из осветительной лампы 6, фотоэлемента 7, пружины 8 со шторкой 9, перекрывающей световой пучок между лампой и фотоэлементом. Фотоэлемент включен в схему катодного повторителя, подающего сигнал на вибратор шлейфового осциллографа Н-700. Для увеличения интервала измеряемых нагрузок при сохранении высокой точности запись разделена на 73 диапазона, которые автоматически переключаются во время деформирования образца. Чувствительность записи по деформации составляет $0.21 \text{ мк} \cdot \text{мм}^{-1}$, а по нагрузке — $4 \cdot 10^{-3} \text{ г} \cdot \text{мм}^{-1}$. Для удобства наблюдения за образцами во время установки и в процессе деформирования растягивающее устройство смонтировано на столике специального микроскопа» (Захарова и др., 1967, стр. 997).

Рассмотрим возможности метода микровдавливания для определения характеристик пластичности минерала. Как было показано выше, твердость микровдавливания является условной характеристикой сопротивления минерала упруго-пластическим деформациям в условиях высокого всестороннего сжатия. Как выделить из этой характеристики компоненту упругости, мы уже рассмотрели (стр. 142). Поскольку твердость характеризует пластическую деформацию минерала более четко, чем упругую, очевидно, выделить из нее пластическую компоненту еще проще.

Без особой аргументации ясно, например, что для учета одной лишь пластической деформации и абстрагирования от упругой можно измерить диагонали невосстановленного отпечатка (или, что равнозначно этому, максимальную диагональ восстановленного отпечатка). Вычисленная по ней минимальная твердость ($H_{\text{плавст}}$) и будет мерой пластичности минерала в направлении, перпендикулярном плоскости испытания.

Более того, метод микровдавливания, как показали многочисленные экспериментальные работы, позволяет получить целый ряд и более строгих характеристик пластичности, которые обычно используются в теории прочности.

Ползучесть минералов является важной характеристикой. Как известно, деформация горных пород в земной коре в основном происходит под действием статических или чрезвычайно медленно изменяющихся нагрузок, следовательно, в механизме тектонических процессов наряду с течением пород

по межзерновым границам важную роль играет непрерывная пластическая деформация минералов, т. е. их ползучесть (крип). Явление ползучести наблюдалось в экспериментах с деформацией известняков, мрамора, глинистых сланцев, ряда изверженных пород и некоторых минералов (кварца, галита, кальцита и др.). В условиях высоких температур глубоких частей земной коры ползучесть должна быть еще более резко выраженной, что и определяет необходимость количественной оценки способности минералов к ползучести.

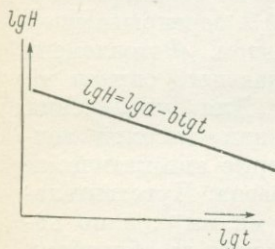


Рис. 88. Зависимость твердости от времени испытания (логарифмическая прямая ползучести).

Методы испытания материалов на ползучесть, применяемые в металловедении, к кристаллам минералов оказываются неприменимы, во-первых, из-за высокой хрупкости кристаллов, во-вторых, из-за трудности и даже невозможности получения монокристалльных образцов необходимой формы и размеров. Нужен общедоступный метод, позволяющий исследовать пластическую деформацию даже очень хрупких кристаллов и допускающий испытание микроскопических образцов. Таким методом может быть метод микровдавливания, используемый в минералогической практике для определения твердости минералов. Числа твердости,

определенные микровдавливанием, являются мерой усредненного сопротивления кристалла большой пластической деформации в условиях высокого всестороннего сжатия. Такие условия допускают пластическую деформацию в значительно более широком диапазоне напряжений, чем при осевом растяжении или сжатии (Юшкин, Фишман, 1969). Подобрав нагрузку на индентор, при которой получают правильные «пластические» отпечатки алмазной пирамиды, серией испытаний с различным временем статического действия нагрузки можно получить количественную оценку ползучести любого минерала.

Методом микровдавливания нами была исследована ползучесть ряда минералов. Испытания проводились на микротвердометре ПМТ-3 с нагрузкой на индентор в зависимости от твердости минерала от 15 до 200 Г при комнатной температуре. На грани кристаллов наносились серии отпечатков при постоянной для каждого минерала нагрузке, но с разным временем статического действия ее, а именно 1, 3, 5, 10, 20, 30, 60, 180, 300, 600, 900, 1200 и 1800 сек. По каждой серии отпечатков, полученных с одной и той же продолжительностью статического нагружения, вычислялась средняя твердость H_{t_n} , а реакция минерала на увеличение времени действия нагрузки отражалась, следовательно, рядом средних чисел $H_1, H_3, H_5, H_{10}, \dots, H_{1800}$. Оказалось, что числа твердости H у всех исследованных минералов закономерно умень-

шаются с увеличением времени выдержки под статической нагрузкой, т. е. все они в той или иной мере проявляют ползучесть.

Зависимость твердость—время действия нагрузки в прямоугольных координатах в обычном масштабе выражается кривой линией, близкой к линии, которую можно выразить уравнением

$$H_{t_n} = \frac{a}{t^b},$$

где H_{t_n} — твердость минерала, измеренная с временем действия нагрузки t_n ; a — постоянная величина; t — время действия статической нагрузки; b — коэффициент, отражающий скорость изменения твердости с увеличением действия нагрузки.

Если перейти к логарифмическому масштабу, то эта зависимость становится практически прямолинейной (рис. 88). Уравнение прямой соответственно принимает вид

$$\lg H_{t_n} = \lg a - b \lg t.$$

Каждый исследованный минерал характеризуется вполне определенной прямой, которая отражает способность его к ползучести и может быть названа логарифмической прямой ползучести. Положение и наклон ее определяются величинами a и b , которые можно графически снять с диаграммы (величине $\lg a$ соответствует отрезок отсекаемый логарифмической прямой на оси H от начала координат; величине a — тангенс угла наклона прямой к оси t) или вычислить аналитически по результатам измерений. Эти величины являются показателями ползучести минерала, так как дают полное представление о величине сопротивления минерала пластической деформации (показатель a) и темпе нарастания деформации с увеличением времени статического действия нагрузки (показатель b).

В табл. 20 приведены показатели ползучести исследованных минералов. Показатель a в соответствии с твердостью различных минералов колеблется от 36 до 4400 кг/мм². Величина показателя b , собственно и характеризующая способность минерала к ползучести, изменяется от 0.0495 до 0.2432. Наименьшей ползучестью обладают самородная сера, флюорит, магнетит, наибольшей — кальцит, пирротин, берилл, гипс. Как известно, подобное поведение этих минералов характерно и для природных условий.

Какой-либо связи между ползучестью и твердостью минерала не замечается, но четко видно, что наиболее хрупкие минералы характеризуются наименьшей способностью к ползучести, а сильно пластичные — наибольшей. Это и понятно, так как ползучесть кристалла подобно элементарной пластической деформации является результатом трансляционного скольжения, сбросообразования или двойникования, обусловленных массовым размножением и перемещением дислокаций. Специфичным для ползучести является то, что деформация происходит под действием нагрузки,

Показатели ползучести минералов

Минерал	Нагрузка на индентор, Г	Направление испытания	Показатели ползучести		
			<i>a</i>	lg <i>a</i>	<i>b</i>
Сера самородная	20	[111]	36	1.5563	0.0495
Галенит	50	[100]	85	1.9292	0.0758
Гипс	15	[010]	160	2.2041	0.2432
Халькопирит *	50		165	2.2175	0.0699
Флюорит	50	[111]	172	2.2355	0.0685
Кальцит	50	[1011]	255	2.4065	0.1465
Целестин	50	[001]	295	2.4698	0.1213
Пиррохлор	100	[111]	570	2.7559	0.0992
Магнетит	100	[111]	620	2.7924	0.0699
Пирротин *	50		820	2.9138	0.1944
Шеелит	150	[111]	950	2.9777	0.1139
Везувиан	150	[110]	1600	3.2041	0.1007
Пирит	200	[100]	1870	3.2718	0.0817
Топаз	200	[001]	2700	3.4314	0.0934
Берилл	200	[1010]	3100	3.4914	0.2126
Арсенопирит	150	[110]	3250	3.5119	0.1524
Циркон	200	[110]	4400	3.6435	0.1465

* Испытания проведены в случайном разрезе.

не превышающей критического значения напряжения, необходимого для обычной пластической деформации, т. е. недостаточность величины напряжения компенсируется длительностью его действия.

Выше мы отмечали, что зависимость между твердостью минерала и временем действия статической нагрузки можно считать лишь близкой к кривой $H_{t_n} = \frac{a}{t^b}$ или к логарифмической прямой $\lg H_{t_n} = \lg a - b \lg t$. На самом деле реальные значения H_{t_n} несколько отклоняются от этого закона, и зависимость $H_{t_n} - t$ в логарифмическом масштабе имеет вид волнистой кривой линии с периодическими минимумами и максимумами. Отклонения незначительны, они не противоречат сделанному допущению о логарифмической зависимости, но раскрывают скачкообразный ход процесса ползучести. Импульсы быстрого течения кристаллического вещества чередуются с периодами торможения деформации. Последние можно объяснить тем, что слишком большое количество дислокаций, генерирующихся при деформации, вызывает стопорящий эффект (торможение движения одних дислокаций другими), для преодоления которого необходимо накопление энергии, т. е. дополнительное статическое действие нагрузки. После накопления запаса энергии, достаточного для проскальзывания большого количества

дислокаций, происходит новый импульс быстрого течения, также стопорящийся размножением дислокаций, и так далее.

Изложенные результаты исследования, носящие предварительный характер, подтверждают перспективность изучения ползучести минералов. Представляется необходимым систематическое исследование ползучести (кристаллографической анизотропии ползучести, ее типоморфизма) у всех основных минералов, в первую очередь у порообразующих. Это не только принесет дополнительную информацию о свойствах минералов и особенностях механизма деформаций, но и позволит правильно понять природу тектонических процессов. Используя предлагаемый метод микровдавливания, в дальнейшем, видимо, нет необходимости доводить максимальное время действия нагрузки до 1800 сек. Проводя серию испытаний с постепенно увеличивающейся лишь до 60 сек. экспозицией, можно уже вполне определенно выявить положение и наклон логарифмической прямой ползучести и снять с графика показатели ползучести a и b . Это сокращение экспозиции значительно ускорит проведение испытаний.

Скорость ползучести можно получить, если продифференцировать уравнение $d=at^b$ по времени t (Прокшин, Васильева, 1963): $v=d'=abt^{b-1}$ (мм/мин.).

Для графического выражения и сравнения с результатами испытаний на растяжение удобнее пользоваться логарифмическим выражением скорости ползучести:

$$v_d = \frac{d'}{d} = \frac{abt^{b-1}}{at^b} = \frac{b}{t},$$

тогда $\ln v_d = \ln b - \ln t$. Но мы знаем, что $\ln d = \ln a + b \ln t$ откуда $\ln t = \frac{\ln d - \ln a}{b}$. Подставляя значение $\ln t$, получаем

$$\ln v_d = \ln b + \frac{\ln a - \ln d}{b}.$$

Выражая d в миллиметрах, t в минутах, получаем v_d в 1/мин., аналогично размерности ползучести при испытаниях на растяжение.

Предел текучести σ_T , по мнению ряда исследователей (Тавог, 1954; Мотт, 1960, и др.), связан с твердостью соотношением $H=c\sigma_T$, где c — около 3. Однако, как показывает проверка, это соотношение выдерживается лишь для сильно пластичных минералов. Довольно быстро и точно предел текучести можно определить по величине нагрузки, при которой начинается пластическое течение материала, сопровождающееся массовым размножением дислокаций. Последнее фиксируется появлением оптических аномалий в зоне укола в прозрачных минералах или выявлением дислокационной картины при последовательном травлении.

Исследованиями М. П. Шаскольской и Г. Ф. Добржанского (1962) на примере изучения LiF показана четкая зависимость величины лучей на дислокационных розах вокруг отпечатков от предела текучести (рис. 89). Конечно, вывести математическую зависимость из-за недостатка данных пока нельзя, но проведение экспериментов и исследований в этом направлении весьма перспективно. Они, видимо, позволят получить формулу для вычисления σ_T по длине лучей.

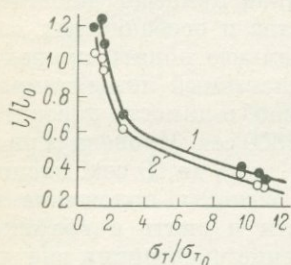


Рис. 89. Зависимость между относительными изменениями пределов текучести (σ_T/σ_{T_0}) и длин диагональных лучей (l/l_0) фигур травления для кристаллов LiF с различным содержанием примесей (по Шаскольской, Добржанскому, 1962).

σ_{T_0} и l_0 — значения для кристаллов без примесей; нагрузки на индентор 0–20 Г (1) и 0–50 (2).

Этот метод по своей основе очень сходен с методом Таммана и Мюллера (Гликман, Максимов, 1945), сущность которого в следующем. Нанесение отпечатка в исследуемый материал производится стальным закаленным конусом с углом при вершине в 90° . Вокруг отпечатка образуется наплыв, ширина которого зависит от предела текучести. Границы наплыва легко устанавливаются сошлифыванием вначале наждачной бумагой мелких номеров, а затем более крупнозернистой бумагой в перпендикулярном направлении. Предел текучести вычисляется по формуле

$$\sigma_T = \frac{P}{\pi a_0^2},$$

где P — нагрузка на конус; a_0 — радиус зоны распространения отпечатка от центра наплыва.

Метод тщательно проверен на металлах, отклонения не превышают 4%. Применение этого метода возможно и в минералогии, так как нетрудно в микротвердометре заменить алмазную пирамиду стальным конусом.

Для того чтобы составить полное представление о пластических свойствах минерала, нужно определить еще два параметра пластичности: S_x — истинное сопротивление разрыву и ϕ_p — равномерное поперечное сужение площади поперечного сечения образца при растяжении. Зная эти параметры, можно не только сравнивать данные, полученные методом микровдавливания с результатами других статических испытаний, но и построить привычную для механиков диаграмму растяжения.

Возможность определения этих параметров с помощью микротвердометра ПМТ-3 показали В. В. Варнелло и А. А. Пастухова (1966).

Как известно, процесс вдавливания пирамиды Виккерса описывается уравнением

$$\frac{P}{S_x d^2} = \varphi(\beta; \phi_p), \quad (1)$$

где P — сила вдавливания; S_k — истинное сопротивление разрыву; d — диагональ отпечатка; β — угол между противоположными гранями; ψ_p — равномерное поперечное сужение площади поперечного сечения образца.

Для определения двух параметров пластичности из этой функции, составим систему двух уравнений, представляющих ее частные значения

$$\left. \begin{aligned} \frac{P}{S_k d_1^2} &= \varphi(\beta_1; \psi_p), \\ \frac{P}{S_k d_2^2} &= \varphi(\beta_2; \psi_p). \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Эту систему можно получить, если известен алгебраический вид функции φ и используются два индентора с разными углами при вершине. Но микротвердомеры снабжаются одной пирамидой Виккерса, поэтому использовать разные углы при вершине мы не можем. В. В. Варнелло и А. А. Пастухова обратили внимание на всегда имеющие место отклонения от закона подобия при малых нагрузках и показали возможность их использования. Доказано, что физическая сущность этих отклонений не имеет значения, лишь бы они имели место. Функцию (1) можно представить в виде

$$\frac{P}{S_k d^2} = c \varphi(\psi_p),$$

где

$$c = f(\beta). \quad (3)$$

Учитывая отклонения от закона подобия, т. е. что при изменении нагрузки $\frac{P}{d^2} \neq \text{const}$, систему уравнений можно составить так:

$$\left. \begin{aligned} \frac{P}{S_k d_1^2} &= c_1 \varphi(\psi_p), \\ \frac{P}{S_k d_2^2} &= c_2 \varphi(\psi_p). \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Экспериментальная проверка показала, что зависимость (3) оказывается линейной и описывается уравнением прямой

$$\frac{S_k d^2}{P} = a \psi_p + b. \quad (5)$$

В этом уравнении

$$a = \frac{\left(\frac{S_k d^2}{P}\right)_2 - \left(\frac{S_k d^2}{P}\right)_1}{\psi_{p_2} - \psi_{p_1}} \text{ — угловые коэффициенты прямых;}$$

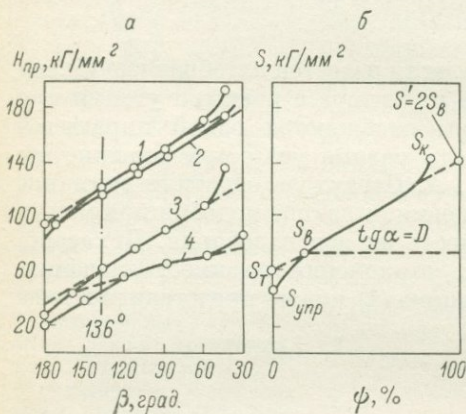
$$b = \frac{S_k d^2}{P} - a \psi_{p_1} \text{ — отрезок, отсекаемый прямой на оси ординат.}$$

Коэффициенты a и b найдены экспериментально (при $P=50$ Г — $a=4.3$, $b=-0.55$; при $P=100$ Г — $a=5.6$, $b=0.91$), и система (4)

имеет вид:

$$\left. \begin{aligned} \frac{S_{\kappa} d_1^2}{P_1} &= 3.4 \psi_p - 0.55, \\ \frac{S_{\kappa} d_2^2}{P_2} &= 5.6 \psi_p - 0.91. \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Решая ее, получаем окончательные расчетные формулы для определения параметров пластичности методом испытания твердости при двух нагрузках:



$$\left. \begin{aligned} S_{\kappa} &= \frac{P_1 P_2}{6.7 P_2 d_1^2 - 5.2 P_1 d_2^2}; \\ \psi_p &= \frac{P_1 d_2^2 - 1.65 P_2 d_1^2}{7.8 d_2^2 P_1 - 10.2 d_1^2 P_2}. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Методика определения этих параметров довольно проста. При двух нагрузках, малой и большой, на испытываемую поверхность наносится две серии отпечатков и для каждой из них вычисляется средняя диагональ d_1 и d_2 . Подставляя это значение в формулы (7), получаем искомые параметры S_{κ} и ψ_p . Необходимым условием является проведение испытаний на полированной поверхности образцов. Иначе результаты могут получиться трудно-поставимыми.

По сообщению В. В. Варчелло и А. А. Пастухова, разница определения S_{κ} этим методом по сравнению с методом растяжения не превышает 7%, для ψ_p — не более 6%.

Более точные результаты можно получить, если есть возможность использовать наконечники с разными углами приострения и решать непосредственно уравнения (2). Кривые $H - \beta$ оказываются, как и должно быть, точно подобными диаграмме испытания на растяжение $S - \psi$ (рис. 90).

Н. Н. Давиденков и др. (1945) предложили для испытания сталей другой способ измерения основных параметров пластичности по двум числам твердости. Первое число твердости определяется методом вдавливания победитового конуса с углом при вершине в 90° и вычисляется по формуле $H_L = \frac{4P}{\pi d^2}$ (твердость

Лудовика). Второе число твердости отражается шириной царапины b , нанесенной алмазным конусом Роквелла. Предел прочности при этом методе вычисляется по формуле

$$\sigma_n = 0.32 H_L - 167, \text{ кг/мм}^2 \text{ (отклонение } \pm 2.4\%);$$

истинное сопротивление разрыву

$$S_k = \frac{86}{b} - 136, \text{ кг/мм}^2 \text{ (отклонение } \pm 2.5\%);$$

равномерное поперечное сужение

$$\psi = 15 + (S_k - S_L) (1.30 - 0.004 S_L), \% \text{ (отклонение } \pm 3\%),$$

где $S_L = 0.32 H_L$;

удельная работа деформации

$$a = \frac{\sigma_n + S_k}{2} \ln \frac{1}{1 - \psi_k} \text{ (отклонение } \pm 8\%).$$

Проведя необходимую экспериментальную работу и теоретический анализ, этот метод, вероятно, можно применить и для определения параметров пластичности минералов по вдавливанию и царапанию алмазной пирамидой Виккерса, которой снабжаются микротвердомеры.

Во многих случаях минералог сталкивается с необходимостью узнать, как происходит пластическая деформация в исследуемом минерале: трансляционным скольжением, двойникованием, пластинкованием и т. п.? Для этой цели могут быть использованы оптические или рентгеновские методы.

Оптические методы довольно просты и удобны, но они применимы лишь к прозрачным минералам. Они основаны на исследовании оптических аномалий, возникающих вокруг отпечатка алмазной пирамиды на прозрачной плоско-параллельной пластинке, вырезанной из минерала. Наблюдения можно проводить на поляризационном микроскопе, универсальном конометре и других специальных приборах. Методика исследований довольно подробно изложена в целом ряде работ (Враский и др., 1954; Гогоберидзе, 1952а; Классен-Неклюдова, 1953; Грум-Гржимайло, 1953; Икорникова, Томиловский, 1953; Классен-Неклюдова и др., 1953; Степанов, Краснов, 1952, 1953; Степанов и др., 1958, и др.).

Рентгеновские методы основаны на изучении структурных несовершенств в кристалле, возникающих при пластической деформации. Рентгеновские методы более универсальны, применимы как к прозрачным, так и непрозрачным минералам, но и более трудоемки. Для исследования пластических деформаций минералов обычно используются: метод рентгеновской топографии, метод рефлекстограмм, дифракционная и контактная рентге-

новская микроскопия, метод Лауэ и др. (Гогоберидзе, 1952а; Lang, 1952; Миусков, 1963; Миусков, Ланг, 1963; Lang, Miucov, 1967; Кабанович и др., 1966; Пинес, 1967, и др.).

Ориентировку плоскостей скольжения в кристалле удобно определять по скоплениям дислокаций в зоне отпечатка алмазной пирамиды или в зоне царапины. Методы выявления дислокаций были довольно подробно рассмотрены выше. Чаще всего применяется метод травления, технику которого следует рассмотреть детальнее. Обзор литературы по этому вопросу дан В. Р. Регелем и др. (1959).

Метод основан на существовании связи между ямками травления и выходами на поверхность кристалла дислокации, так как растворение и испарение кристаллического вещества прежде всего начинается с уязвимых дефектных мест решетки. В одних случаях лучше травятся свежие, возникшие при пластической деформации, дислокации (например, LiF), в других — состарившиеся (NaCl и металлы). Четкость ямок травления сильно зависит от применяемого травителя.

В зависимости от вызываемого эффекта различают полирующие травители и травители с избирательным действием. Полировка кристалла — это неизбирательное растворение его граней с образованием гладких поверхностей; избирательное травление — образование фигур травления в местах выхода дислокаций.

Техника травления довольно проста. Кристалл помещается на определенное время в травитель, промывается в нейтральной жидкости, затем высушивается на фильтровальной бумаге и поверхность изучается под микроскопом. Чтобы форма отпечатков была максимально правильной, рекомендуется постоянное интенсивное перемешивание травителей. Замечено, что повышенная влажность воздуха в лабораторном помещении влияет на поперечный размер фигур травления, поэтому исследование желательно проводить в сухом помещении.

Выбор типа травителя, его концентрации, температуры, времени действия осуществляется эмпирически для каждого конкретного объекта, так как даже незначительные примеси в исследуемом кристалле могут оказать существенное влияние на картину травления. Общее правило выбора травителя с избирательным травлением заключается в том, что травитель должен состоять из основы, являющейся слабым растворителем исследуемого кристалла (растворимость кристалла в основе должна лежать в пределах 0.07—0.02 г на 100 см³). К основе примешивается растворимая в ней добавка, катион которой, играющий главную роль в процессе избирательного травления, должен иметь ионный радиус, отличающийся не более чем на 25% от ионного радиуса катиона растворимого кристалла. Считается, что в процессе избирательного травления катион добавки и анион кристалла образуют устойчи-

вое комплексное соединение либо труднорастворимые соли, степень устойчивости которых и определяет качество травителя.

Самым распространенным почти универсальным травителем является смесь СР-4 из плавиковой, азотной и уксусной кислот с добавлением ионов брома, железа и др. При травлении кристаллов галита (NaCl) очень хорошие результаты дает травитель с этиловым спиртом в качестве основы и добавками хлоридов Cd, Sn, Mn, Mg.

Наиболее четкие ямки получаются при концентрациях добавки: CdCl_2 — $2 \cdot 10^{-4}$; CdBr_2 — $3.3 \cdot 10^{-3}$ и CdJ — $9.4 \cdot 10^{-3}$ молярных частей (Костин и др., 1961). Для этой же цели очень часто применяется ледяная уксусная кислота и смесь уксусной кислоты с метиловым спиртом в соотношении 2 : 1 (Рожанский и др., 1961). Введение добавок позволяет в широких пределах измерять скорость растворения.

Проводя переменное травление полирующим травителем и травителем, вызывающим избирательное растворение, можно установить характер заполнения дислокациями объема кристалла под индентором и проследить направление плоскостей скольжения. В качестве полирующего раствора для NaCl лучше всего подходит метиловый спирт с 10% этилового спирта и 1% воды.

К методике выявления плоскостей скольжения в минералах мы еще вернемся в гл. V.

§ 4. Исследование хрупких свойств, излома и спайности минералов

В минералогии хрупкость минералов считается второстепенным диагностическим признаком и оценивается лишь визуально, да и то только у тех минералов, у которых это свойство выражено наиболее четко. Введение точных числовых характеристик хрупкости открывает большие возможности как в диагностике минералов, так и в минералогенетических исследованиях. Очень точно хрупкость минерала может быть охарактеризована пределом прочности, т. е. величиной напряжения в минералах, при котором происходит его хрупкое разрушение. Предел прочности зависит от способа испытания, поэтому необходимо указывать, как он определялся. Предел прочности вычисляется по отношению нагрузки, разрушающей образец, к площади его поперечного сечения.

Предел прочности на сжатие определяется на образцах минералов, подготовленных в виде правильных кубов, параллелипипедов или цилиндров с пришлифованными поверхностями. Оптимальным размером является размер в 100 мм по ребру куба, но вполне удовлетворительные результаты получены и на небольших параллелипипедах размером $4 \times 4 \times 6$ мм (Классен-Неклюдова, Томиловский, 1953). Раздавливание образцов производится на гидравлических прессах различных типов. Для небольших

образцов наиболее удобна установка ИМ-4Р, допускающая нагрузку в 4 т. Между плитами пресса и образцом помещаются стальные прокладки, центрируемые глазомерно. На результаты измерений заметное влияние оказывает характер поверхности прокладок и наличие смазки на них, поэтому обработка рабочих поверхностей должна быть одной и той же (полирование или тонкое шлифование). Нагрузку пресса следует увеличивать равномерно, без резких толчков, желательна со скоростью подачи 15—20 кг/см² в секунду, поэтому, если подача масла производится ручным насосом, требуется установка редуктора. Совершенно обязательна фиксация кристаллографического направления, в котором производится сжатие.

Предел прочности при изгибе можно определить на образцах минералов, изготовленных в виде балочек с плоскопараллельными шлифованными поверхностями. Полировка нежелательна, так как она увеличивает прочность. На поверхности не должно быть царапин и других механических дефектов, что проверяется под микроскопом. Балочка устанавливается на вращающихся опорах и к середине ее через полукруглый нож с помощью пресса прилагается нагрузка. Расчет производится по формуле

$$\sigma_{\text{из}} = \frac{3PL}{2bh^2},$$

где $\sigma_{\text{из}}$ — предел прочности при изгибе, кг/см²; P — нагрузка, вызывающая излом, в кг; L — расстояние между опорами, см; b — ширина поперечного сечения, см; h — высота поперечного сечения балочки, см.

Для испытания на изгиб небольших призмочек минерала (2,5 × 1,5 × 12 мм) М. В. Классен-Неклюдовой и Г. Е. Томиловским (1953) сконструирована довольно простая установка, которая может быть изготовлена в любой лаборатории. Устройство прибора понятно из рис. 91. Образец в виде балочки помещается на округленные стальные призмы, расстояние l между которыми (база) измеряется с помощью микроскопа. Стол пресса автоматически поддерживается в горизонтальном положении грузом Q , равновесие рычага достигается перемещением подвижного груза. Перед испытанием пуансон винтом втулки приводится в соприкосновение с образцом. Нагрузка осуществляется плавно и с постоянной скоростью при помощи водяного сифона, разрушающее усилие определяется последующим взвешиванием приложенного груза P . Предел прочности вычисляется по вышеприведенной формуле. Довольно удобен и более ранний прибор М. В. Классен-Неклюдовой (1942).

Предел прочности при разрыве может быть определен на статических установках, о которых говорилось при характеристике методов исследования упругих свойств мине-

ралов, на любой универсальной машине или специальных лабораторных установках (Беликов и др., 1964). Однако такие испытания проводятся очень редко вследствие сложной формы и больших размеров требуемых образцов.

Предел прочности при сдвиге (срезе) определяется рядом способов: одиночного среза, двойного среза, среза образцов с надрезом, цилиндрического среза, кручения и др. Результаты

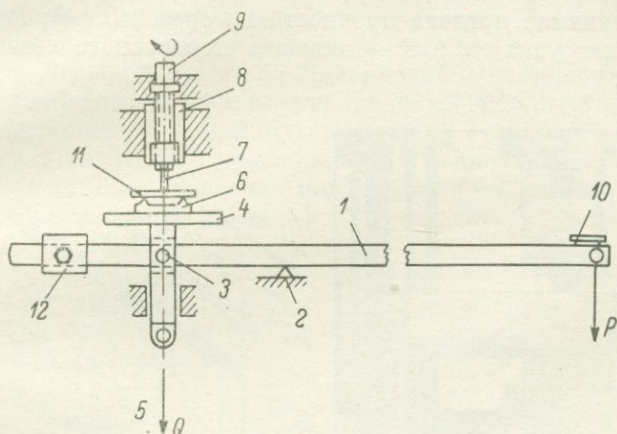


Рис. 91. Схема установки для определения прочности при статическом изгибе (по Классен-Неклюдовой, Томиловскому, 1953).

1 — рычаг пресса; 2 — опорная призма рычага; 3 — шарнир; 4 — стол пресса; 5 — груз, уравнивающий систему рычага; 6 — призмы; 7 — пуансон; 8 — втулка с нарезкой; 9 — винт; 10 — уровень; 11 — образец; 12 — груз для горизонтальной установки по уровню.

получаются часто несопоставимые, так как характер напряженного состояния не одинаков. Однако эта характеристика прочности очень важна для минералогов, так как испытания проводятся в определенной кристаллографической плоскости и результаты очень сильно зависят от ее ориентировки. Изменение предела прочности на срез в зависимости от ориентировки среза помогает установить наличие плоскостей спайности и симметрию вещества. Поэтому целесообразно проводить его измерение при кристалломеханических исследованиях, но пользоваться одним способом — способом одноплоскостного среза.

Вполне пригоден для испытаний прибор А. К. Федюнина (Беликов и др., 1964), приспособленный к прессу (рис. 92). Образцы подготавливаются в виде призм или пластин. Можно проводить исследование и естественных кристаллов в направлении, перпендикулярном параллельным граням. Срез осуществляется с помощью двух параллельных ножей, нижний из которых жестко укреплен

на массивной стальной подкладке, а верхний — в стальной призме, связанной с помощью шарнира с верхней плитой пресса. Предел прочности на срез вычисляется по формуле

$$\sigma_{\text{ср}} = \frac{P}{S},$$

где $\sigma_{\text{ср}}$ — величина предела прочности на срез, кГ/см²; P — приложенная нагрузка, кГ; S — площадь поперечного сечения образца, см².

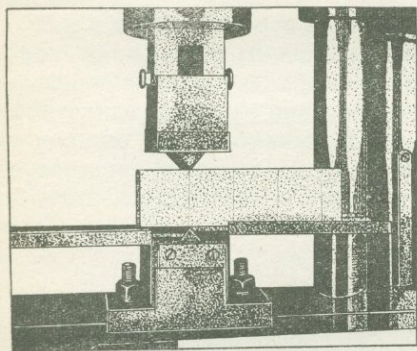


Рис. 92. Прибор для испытания на срез (на приборе установлен параллелепипедальный образец).

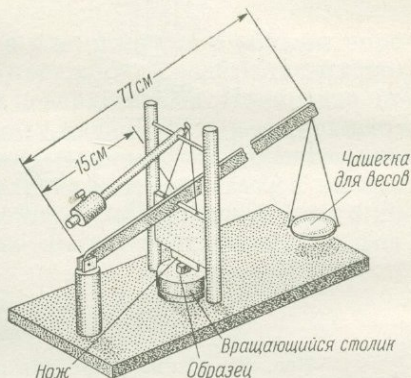


Рис. 93. Прибор Терча для испытания кристаллов на срез (по Frenzel and Bloss, 1967).

Предел прочности на срез можно определить на установке М. М. Классен-Неклюдовой и Г. Е. Томиловского, которая описана выше, если заменить полукруглый пуансон на стальной нож с углом приострия в 60° , а опорные призмы — специальными держателями.

В работах зарубежных минералогов часто фигурирует величина «сопротивление спайности» (cleavage resistance), определенная с помощью гильотины Терча (Tertsch, 1930, 1949; Frenzel, Bloss, 1967, и др.). Это сопротивление спайности является пределом прочности на срез, определенным в плоскости спайности. Простой прибор Терча вполне применим для его определения. Устройство прибора показано на рис. 93. Стальной нож с углом приострения 60° прикреплен к рычагу. Один конец рычага скреплен с неподвижной осью, а к другому подвешена чашечка для груза. Вся система поддерживается в равновесии перемещающимся грузом T . Образец устанавливается на вращающемся столике. Давление на нож создается свинцовыми дробишками, которыми постепенно нагру-

жается чашечка. Предел прочности на срез при указанном на рис. 93 соотношении плеч рычага определяется по формуле

$$\sigma_{\text{ср}} = \frac{5.133P}{S},$$

где $\sigma_{\text{ср}}$ — величина предела прочности на срез, кг/см²; P — вес дробинки, вызывающий раскол образца кг; S — площадь поперечного сечения образца, см².

Предел прочности при ударе определяется на копре Педжа. Образец устанавливается на подставке копра и на него свободно падает с все увеличивающейся высоты груз, причем каждый последующий подъем груза на 1 см выше предыдущего (Беликов и др., 1964). Характеристикой сопротивляемости образца удару может быть энергия, поглощенная образцом.

Энергия каждого удара

$$A = Ph,$$

где P — вес груза, кг; h — высота падения груза, см.

Поглощенная образцом энергия за период до n -го удара, вызвавшего разрушение:

$$P_1 + P_2 + \dots + P_n = P \frac{(n+1)n}{2}, \text{ кг} \cdot \text{см}.$$

Удельная энергия на единицу объема образца

$$A_{\text{уд}} = \frac{P(n+1)n}{2V}, \frac{\text{кг} \cdot \text{см}}{\text{см}^3},$$

где V — объем образца, см³.

Предел прочности на кручение можно определить на установке Е. В. Цинзерлинг и З. Б. Перекалиной (1955). Кручение осуществляется с помощью постепенного и равномерного нагружения шкива, который вращает вал с пластинкой минерала. Момент кручения измеряется в процессе работы, угол закручивания — оптическим методом. Определение предела прочности на кручение, как и предела прочности при ударе, производится очень редко, лишь в специальных исследованиях.

Величину предела прочности можно определить и из измерений твердости методом микровдавливания. Зависимость между пределом прочности и твердостью по Виккерсу или Бринелю выражается корреляционным уравнением

$$\sigma_{\beta} = kH.$$

Коэффициент k зависит от исследуемого материала и колеблется в пределах от 0.27 до 0.36, увеличиваясь с повышением твердости материала. В среднем его можно принять равным 0.3, для выяснения более точных значений необходима специальная проверка.

Кроме ориентировочного предела прочности, метод микровдав-
ливания позволяет дать развернутую характеристику хрупкости минерала.

С. Д. Дмитриев (1949) предложил заменить визуальную харак-
теристику хрупкости оценкой по пятибалльной шкале хрупкости.

- 1 — весьма хрупкий минерал (пирит, гипс); величина нагрузки, вызывающей образование трещин, менее 20 Г;
- 2 — хрупкий минерал (тетраэдрит); величина нагрузки, вызы-
вающей образование трещин, 20—50 Г;
- 3 — слабо пластичный минерал (кварц, пирротин); величина
нагрузки, вызывающей образование трещин, 50—100 Г;
- 4 — пластичный минерал (магнетит); величина нагрузки, вы-
зывающей образование трещин, 100—200 Г;
- 5 — весьма пластичный минерал (галенит, галит); величина
нагрузки, вызывающей образование трещин, более 200 Г.

Тот или иной балл хрупкости дается минералу по величине
нагрузки, при которой около отпечатка появляется первая види-

мая трещина хрупкого раз-
рыва. Оценка по баллам бо-
лее объективна, чем визуаль-
ная, но тоже дает лишь самое
общее представление о хруп-
кости минерала.

Более определенную кар-
тину дает метод Пальмквиста
(Глазов, Вигдорович, 1962).
Этот метод заключается в
фиксации нагрузки $P_{кр}$, при
которой 50% отпечатков
имеют трещины, и вычисление

работы $S_{кр}$, произведенной этой нагрузкой. Работа $S_{кр}$ считается
параметром хрупкости и вычисляется по формуле

$$S_{кр} = 2 \cdot 10^{-4} \sqrt{\frac{P_{кр}^3}{H}}, \text{ Г} \cdot \text{см},$$

где H — твердость, кГ/мм^2 .

Метод Бернгардта (Bernhardt, 1941) позволяет характеризовать
хрупкость минерала статистической кривой, выражающей зави-
симость числа отпечатков с трещинами от нагрузки или зависи-
мость числа трещин около одного отпечатка от величины нагрузки
(после того как достигнута нагрузка, вызывающая трещины на всех
отпечатках).

Развитием метода Бернгардта является метод Н. Ю. Икорни-
ковой (Икорникова, 1954, 1953; Икорникова, Пикунова, 1951).
Хрупкость здесь выражается так же, как и по методу Бернгардта,
зависимостью числа отпечатков с трещинами от величины нагрузки
(рис. 94, 1) и зависимостью числа трещин, образующихся около отпе-

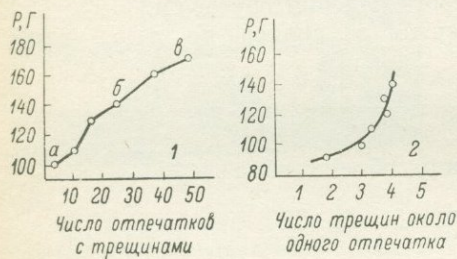


Рис. 94. Кривые хрупкости (по Икорни-
никовой, 1951).

чатка, от величины нагрузки (рис. 94. 2) Кривые, полученные для разных образцов или для разных направлений одного и того же образца, сравниваются по трем точкам: *a* — нагрузка, при которой появляются трещины около отпечатков; *b* — нагрузка, при которой 50% отпечатков имеют трещины; *c* — нагрузка, при которой 100% отпечатков имеют трещины.

Как показано в ряде работ (Глазов, Вигдорович, 1962; Вигдорович, 1966; Юшкин, 1967а; Вигдорович, Еланская, 1967, и др.), наиболее строгую развернутую характеристику хрупкости минерала по данным микровдавливания можно получить, если учесть

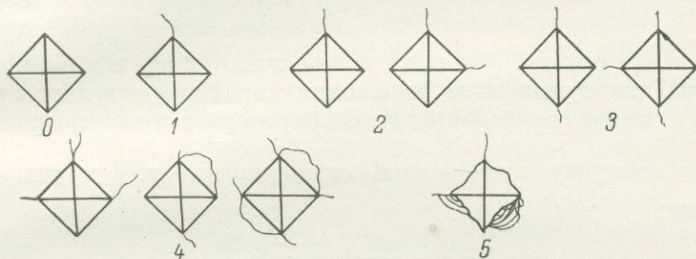


Рис. 95. Шкала для определения балла хрупкости.

три параметра хрупкости: суммарный балл хрупкости, темп нарастания хрупкого разрушения, нагрузку разрушения и вывести суммарный показатель хрупкости.

Суммарный балл хрупкости определяется на основании среднего балла хрупкости, который присваивается каждому конкретному отпечатку (рис. 95):

	Балл хрупкости
Отпечаток без видимых трещин и сколов	0
Одна небольшая трещина в углу отпечатка	1
Одна трещина, не совпадающая с продолжением диагонали отпечатка, или две трещины в смежных углах отпечатка	2
Две трещины в противоположных углах отпечатка или три трещины в разных углах отпечатка	3
Больше трех трещин, один-два скола у сторон отпечатка	4
Разрушение формы отпечатка	5

Для определения суммарного балла хрупкости при переменных нагрузках на испытываемой поверхности наносится 25—100 разноориентированных отпечатков (можно использовать отпечатки, нанесенные для измерения твердости). Каждому отпечатку присваивается соответствующий ему средний балл хрупкости и подсчитывается количество отпечатков, характеризуемых каждым баллом. Суммарный балл хрупкости вычисляется для каждой нагрузки по формуле

$$Z_p = 0n_0 + 1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4 + 5n_5 = \sum_{i=0}^{i=5} in_i.$$

где i — бал хрупкости (от 1 до 5); n_i — относительное количество отпечатков с данным баллом хрупкости из общего их числа, %.

Суммарный балл хрупкости связан с величиной твердости обратной линейной связью (Вигдорович, 1966).

Темп нарастания хрупкого разрушения минерала с увеличением нагрузки может быть выражен графически в виде кривой $P-Z_p$ или аналитически — отношением приращения суммарного балла хрупкости к приращению прилагаемой нагрузки:

$$\frac{\Delta Z}{\Delta P} \approx \left(\frac{\partial Z}{\partial P} \right)_P.$$

Суммарный показатель хрупкости (γ_p) вводится для суммарного отражения характера хрупкого разрушения и темпа его нарастания. Он определяется как произведение $\frac{\Sigma Z_p}{\Sigma P}$ на величину производной суммарного балла хрупкости по нагрузке:

$$\gamma = \frac{\Sigma Z_p}{\Sigma P} \left(\frac{\partial Z}{\partial P} \right)_P \approx \frac{\Sigma Z_p}{\Sigma P} \frac{\Delta Z}{\Delta P}.$$

В. Н. Вигдорович рассматривает этот показатель как $Z_p \left(\frac{\partial Z}{\partial P} \right)_P$, но при этом не определяются условия, регулирующие выбор нагрузки, для которой берется значение Z_p . Ясно, что суммарный балл хрупкости будет неодинаковым для разных нагрузок, и это не дает возможности сравнивать показатели хрупкости минералов. Этот недостаток исчезает, если принять нашу формулу и производить вычисление Z_p с равномерным приращением нагрузок, например 25, 50, 75, 100, 125, 150, 175 и 200 Г или через другой равномерный интервал.

Нагрузка разрушения $P_{\text{разр}}$ дополняет показатель хрупкости. Это такая нагрузка, при которой полностью разрушается минерал в зоне отпечатка, и отпечаток из-за хрупкого разрушения теряет свою четкость, становится непригодным для измерения. Практически это такая нагрузка, при которой все 100% отпечатков оценивается баллом 5 по вышеприведенной шкале.

Анизотропию хрупкости следует оценивать сопоставлением показателей хрупкости, определенных на плоскостях кристалла, перпендикулярных разным кристаллографическим направлениям. Даже если оценивать хрупкость лишь баллом шкалы С. Д. Дмитриева, и то анизотропия выражается довольно четко. Например, у флюорита на гранях октаэдра трещины появляются при нагрузке в 20 Г (балл 2), а на грани куба — при нагрузках более 100 Г (балл 4).

Для технологических целей очень важное значение имеет такой показатель хрупкости, как *измельчаемость ми-*

пералов. Испытания на измельчаемость можно проводить на любой дробильной установке по любой схеме. Обязательным является только то, чтобы параллельно с измельчением испытуемого минерала проводилось измельчение кварца, принимаемого в качестве эталона.

Чаще всего испытания на измельчаемость проводятся по такой методике (Хан и др., 1950). Навеска минерала в 250 г и начальной крупностью⁸ более 3 мм загружается в лабораторную стержневую мельницу диаметром 130 мм, длиной 200 мм с общим весом стержней 1500 г. Количество воды — 125 см³. Измельчение продолжается 15 мин. Полученный материал +200 меш подвергается ситовому анализу, —200 меш — дисперсионному анализу со шкалой классификации $\sqrt{2}$. Каждая фракция взвешивается и для нее определяется площадь поверхности зерен по формуле

$$S_{\text{фр. прод}} = \frac{6P_{\text{фр}}}{d_{\text{фр}}p_v}, \text{ см}^2,$$

где $P_{\text{фр}}$ — вес фракции, г; $d_{\text{фр}}$ — средний диаметр зерен фракции, см; p_v — удельный вес минерала.

Сумма площадей поверхностей зерен всех фракций дает суммарную поверхность зерен продукта:

$$S_{\text{прод}} = \sum S_{\text{фр.}}$$

По разнице суммарной поверхности зерен продукта дробления и исходного материала определяется величина вновь образованной поверхности (в см²):

$$S_{\text{вн. обр}} = S_{\text{прод}} - S_{\text{исх.}}$$

Показателем измельчаемости является коэффициент измельчаемости, который определяется по эталонному кварцу:

$$c_{\text{изм}} = \frac{S_{\text{вн. обр. кварца}}}{S_{\text{вн. обр. исп. минер.}}}$$

Например, коэффициент измельчаемости кварца — 1.0, апатита — 2.0, магнетита — 2.2, кальцита — 7.5. Он плохо коррелируется с твердостью, хотя и намечается некоторое понижение $c_{\text{изм}}$ с повышением H . Ориентировочно, но менее точно, коэффициент измельчаемости можно определить по выходу вновь образованного продукта — 200 меш. По данным Г. А. Хан и др. (1950), для тех же минералов он равен: кварц — 1.0, апатит — 1.9, магнетит — 3.4, кальцит — 5.8.

Во всех перечисленных выше испытаниях происходит хрупкий разрыв минерала, когда возникающие в нем напряжения в резуль-

⁸ Перед дроблением необходимо снять гранулометрическую характеристику исходного материала с той же шкалой классификации, которая используется и для продукта дробления.

тате приложенной силы достигают по величине его предела прочности. В кристаллических телах направление изломов и характер поверхности изломов зависят не столько от направления приложенной силы, сколько от особенностей кристаллической структуры. Поэтому учет всех особенностей изломов минералов очень важен как для их диагностики, так и для выяснения конституционных особенностей.

В минералогии принято характеризовать изломы минералов характером их поверхности и направлением.

Изломы с плоской поверхностью, возникающие по строго определенным кристаллографическим направлениям, перпендикулярным направлению наиболее слабых связей структуры, называют спайностью. Спайность оценивается визуально по общепринятой пятибалльной шкале.

1. Спайность весьма совершенная, с исключительно гладкими плоскостями, получить излом в другом направлении, несовпадающем с направлением спайности, весьма трудно (слюды, хлориты).

2. Спайность совершенная с гладкими плоскостями, при ударе по кристаллу возникают спайные выколки, внешне напоминающие кристаллы; получить излом по другим направлениям трудно, но можно (кальцит, галенит, галит).

3. Спайность средняя или ясная, на обломках наблюдаются как плоскости спайности, так и неровные изломы (ортоклаз, амфиболы).

4. Спайность несовершенная, обнаруживающаяся с трудом среди преобладающих сколов с неровной поверхностью (апатит, касситерит, самородная сера, кварц).

5. Спайность весьма несовершенная, практически отсутствующая (золото, платина, магнетит).

В одном и том же минерале различно ориентированные плоскости спайности могут иметь неодинаковую степень совершенства.

Неровные поверхности, возникающие не по плоскостям спайности, характеризуются раковистым, занозистым, крючковатым и т. п. изломами. Иногда возникают и внешне плоские поверхности излома, не совпадающие со структурно обусловленными плоскостями спайности. Их появление обязано наличию ориентированных прослоек примесей, ослабляющих кристалл. Обычно такие плоскости называют плоскостями отдельности.

В минералогии характеристика поверхностей хрупкого разрыва дается большей частью визуально и описывается, например для самородной серы, таким образом: «Спайность по (001), (110), (111) несовершенная. Отдельность по (111). Излом раковистый до неровного» (Минералы, 1960, стр. 93). Прав В. Б. Татарский (1954), указывая, что методы определения спайности совершенно не изменились со времен зарождения минералогии и спайность остается, пожалуй, единственным свойством минералов, которое

до сих пор не имеет количественного выражения. Поэтому даже в справочных руководствах часто даются неодинаковые данные о спайности одного и того же минерала. Однако, как показывают работы ряда исследователей, и к морфологическим особенностям хрупкого разрушения минералов можно подойти с количественной оценкой, применив точные методы исследования. Такие оценки могут быть даны сопротивляемости минерала раскалыванию в определенных кристаллографических направлениях, кристаллографической ориентировке плоскостей преимущественного излома и плоскостей спайности, характеристике поверхностей излома.

Сопротивляемость минерала раскалыванию в разных кристаллографических направлениях характеризуется пределом прочности при сдвиге (срезе), методы определения которого детально рассмотрены выше. Предел прочности будет минимальным, когда плоскость испытания совпадает с плоскостью спайности, и увеличивается — с увеличением угла между нормалью к ним. Таким образом, картина анизотропии предела прочности при срезе дает возможность не только количественно оценить сопротивляемость минерала раскалыванию, но и выявить направления преимущественного излома и спайности.

Кристаллографическая ориентировка плоскостей излома издавна точно выражается через символы этих плоскостей, но только в тех случаях, когда это касается спайности. Можно рекомендовать ряд методов определения направления плоскостей спайности.

Методы раскалывания заключаются в нанесении на сравнительно крупный (несколько миллиметров) образец минерала ударным или статическим приложением нагрузки нескольких плоскостей спайности и в выяснении ориентировки последних. Ориентировка плоскостей спайности определяется несколькими способами.

Если на испытываемом образце минерала имеются естественные кристаллические грани или сохранились их участки, ориентировку плоскостей спайности легче всего определить по данным гониометрических измерений путем несложных операций с гномостереографическими проекциями (см. любой учебник кристаллографии).

К прозрачным минералам применим оптический метод, заключающийся в определении ориентировки плоскостей спайности относительно оптических осей. Соответствующие измерения можно провести на федоровском столике, столике С. В. Грум-Гржимайло или универсальном конометре (Грум-Гржимайло, 1955).

Наиболее точные значения дает метод рентгеновской гониометрии. Ориентировка плоскостей спайности определяется по лауэграммам, снятым в перпендикулярном им направлении (Уманский и Квитка, 1951).

Степень совершенства спайности этими методами определяется визуально.

Метод микровдавливания более универсален. Он позволяет по нанесенному под давлением уколу на какую-либо кристаллографическую поверхность обнаружить все системы спайности, пересекающиеся с этой поверхностью. Исследование производится следующим образом. На грань кристалла наносится серия различно ориентированных отпечатков алмазной пирамиды под несколько избыточной нагрузкой. Вокруг отпечатков

возникают трещины двух типов: трещины спайности, являющиеся следами выхода на грань плоскостей спайности, и неровные трещины хрупкого разрыва. Отличить их друг от друга несложно. Спайные трещины всегда прямолинейны, множественны, параллельны друг другу (рис. 96). Нужно иметь в виду, что трещины спайности иногда, например в кубических кристаллах, не выходят за пределы отпечатка. Спайность, параллельная поверхности грани, фиксируется в виде концентрических трещин, замыкающихся вокруг отпечатка. Измеряя углы между трещинами и каким-либо фиксированным кристаллографическим направлением на

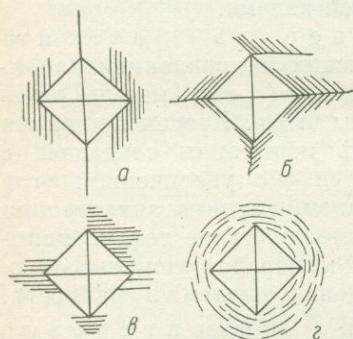


Рис. 96. Трещины вертикальной наклонной (*a—в*) и горизонтальной (*г*) спайности около отпечатков.

грани, можно определить и кристаллографическую их ориентировку. Повторение наблюдений на нескольких гранях позволяет от плоскостной картины перейти к объемной и установить таким образом ориентировку плоскостей спайности.

Степень (или коэффициент) совершенства спайности α определяется количеством спайных трещин (в процентах) от общего числа трещин. Если спайность фиксируется в нескольких кристаллографических направлениях, то за 100% принимается сумма спайных трещин конкретного направления и трещин другого происхождения:

$$\alpha_{hkl} = \frac{n_{hkl} \cdot 100}{n_{hkl} + n_{xp}},$$

$$\alpha_{h_1k_1l_1} = \frac{n_{h_1k_1l_1} \cdot 100}{n_{h_1k_1l_1} + n_{xp}} \text{ и т. д.,}$$

где α — степень совершенства спайности $\{hkl\}$; n_{hkl} — количество спайных трещин $\{hkl\}$ около отпечатков; n_{xp} — количество трещин, не связанных со спайностью.

При вычислении коэффициента совершенства спайности необходимо учитывать, сколько плоскостей дает каждая система спайности. Если, например, на грани тетрагональной призмы спайность по безопинакоиду отражается одной параллельной системой трещин, то спайность по призме — двумя. Поэтому надо вдвое уменьшить и соответствующее количество трещин.

Метод царапания основан на том, что твердость, определяемая склерометрическим путем, тесно связана с временным сопротивлением разрыву. Последнее резко уменьшается в направлениях, параллельных направлениям спайности, по срав-

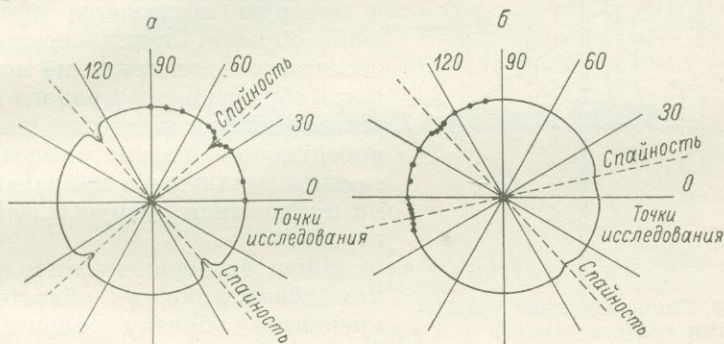


Рис. 97. Розетки твердости царапания на гранях кристаллов галенита (а) и сфалерита (б) (по Toubeau, 1962).

нению с косыми и перпендикулярными ей направлениями (Toubeau, 1962). Следовательно, розетка твердости царапания для грани кристалла, с которой пересекаются плоскости спайности, должна нести пики минимумов, отражающие направления этих плоскостей (рис. 97). Разница $H_{\text{ср}} - H_{\text{мин}}$ дает количественную оценку степени совершенства спайности. Чтобы не путать со степенью совершенства, определяемой по методу вдавливания, ее удобнее выразить через

$$\beta = H_{\text{ц. ср}} - H_{\text{ц. мин}}, \text{ кг/мм}^2.$$

Метод обдирки, иногда называемый методом механического травления (Wolff, Broder, 1960), является наиболее совершенным методом исследования спайности. Во-первых, он позволяет выявить все возможные направления спайности и независим от случайностей, связанных с характером и направлением приложения нагрузки разрушения. Во-вторых, этот метод выявляет не только направления плоскостей спайности, но и показывает наиболее возможные направления нервного излома, которые реализуются при дроблении минерала. В третьих, метод показывает сразу всю геометрическую картину разрушения минерала. К недостатку

метода следует отнести невозможность исследования образцов размером менее 2 мм (удобнее всего работать с образцами более 5 мм).

Вольф и Бродер (Wolf, Broder, 1960) рекомендуют следующую методику подготовки образцов для исследования. Монокристалльный образец минерала обтачивается, и ему придается сферическая форма. Затем сфера прокатывается при небольшом давлении между двумя листами грубой наждачной или карборундовой бумаги. Прокатку можно заменить вращением трубочки, заполненной

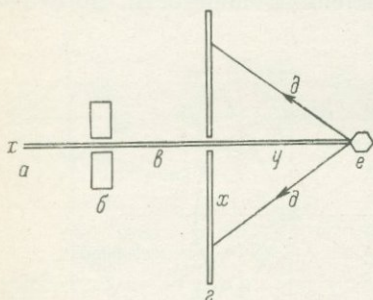


Рис. 98. Схема изучения спайности методом экрана.

$а$ — источник света; $б$ — диафрагма; $г$ — пучок параллельного света; $г$ — экран; $д$ — отраженные лучи; $е$ — кристалл.

грубым порошком абразива, в которую помещается сферический образец. Этими операциями достигается нанесение на поверхность образца бесчисленного количества микроскопически мелких поверхностей излома, вызванных самыми различными направлениями приложения разрушающей нагрузки.

Наши эксперименты показали, что совершенно не обязательно придавать образцу сферическую форму. Можно просто с помощью грубой шкурки ободрать поверхность образца, проследив при этом, чтобы не осталось даже микроскопических участков первич-

ной поверхности и в то же время не происходило полировки образца. У кристаллов, например, после этого сохраняется общая внешняя форма, что облегчает их ориентировку.

Сильно пластичные, ковкие минералы приходится обдирать при низких температурах, когда они становятся хрупкими.

Ориентировка поверхностей изломов и спайности определяется методом отражения. Возможны две вариации этого метода: экранный и фотогониометрический.

Метод экрана заключается в том, что на неподвижно закрепленный кристалл или сферический образец минерала, обработанный как указано выше, направляется пучок света диаметром равным диаметру образца. Пучок пропускается через отверстие в плоском экране, установленном между образцом и источником света (рис. 98). Падающий на ободранную поверхность образца свет отражается поверхностями изломов и проецируется на экран в виде системы пятен и зон.

Каждое световое пятно представляет собой отражение от многочисленных параллельных плоскостей спайности одной и той же системы. Плоскости наиболее совершенной спайности дают и более четкие яркие сигналы, а несовершенная спайность отража-

ется размазанными облакообразными рефлексами. Следовательно, по яркости и четкости рефлексов можно судить о степени совершенства спайности, а измерив интенсивность, можно выразить ее количественно.

Световые зоны отражают целые серии плоскостей изломов, группирующихся по определенным кристаллографическим на-

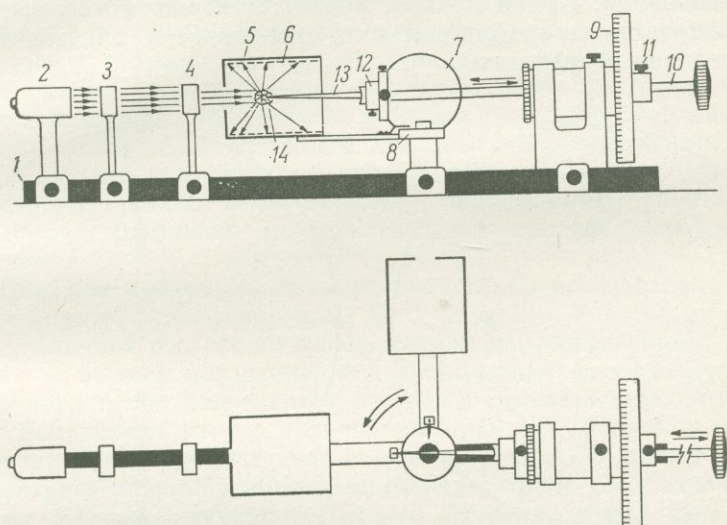


Рис. 99. Схема фотогониометра (вид сбоку и сверху).

1 — опорный брус; 2 — источник света; 3 — конденсор; 4 — диафрагма; 5 — цилиндрическая кассета; 6 — фотошленка; 7 — цилиндрический экран визуального наблюдения; 8 — горизонтальный круг; 9 — вертикальный круг; 10 — стержень; 11 — стопорный винт; 12 — юстировочная каретка; 13 — игла-кристаллоносец; 14 — кристалл.

правлениям. Это ослабленные зоны кристалла, по которым, так же как и по плоскостям спайности, преимущественно происходит хрупкий излом. Но они не так строго кристаллографически фиксированы, как плоскости спайности, хотя и тоже связаны с особенностями кристаллической структуры.

Измеряя расстояние x и y (рис. 89), можно определить сферические координаты плоскостей изломов, дающих рефлексы на экране, и нанести их на сетку Вульфа, получив очень наглядную геометрическую картину (рис. 43, 100). Точность вычисления координат $1-2^\circ$.

Фотогониометрический метод сходен с методом экрана, но он дает возможность уловить все рефлексы, в том числе и от плоскостей, образующих острые углы со световым пучком. Устройство прибора понятно из рис. 99. Подробное изложение методики фотогониометрических исследований можно найти в ряде работ (Моки-

евский, Шафрановский, 1953; Мокиевский, Джафаров, 1963; Мокиевский, 1966).

Отличие фотогониометрического метода от описанного выше по сути дела только в том, что рефлексy от поверхностей изломов проектируются не на плоский экран, а на цилиндрический, который может быть в любое время заменен подобной ему кассетой с фотопленкой. Следовательно, рефлексy можно фотографически зафиксировать и графически или аналитически определить их сферические координаты.

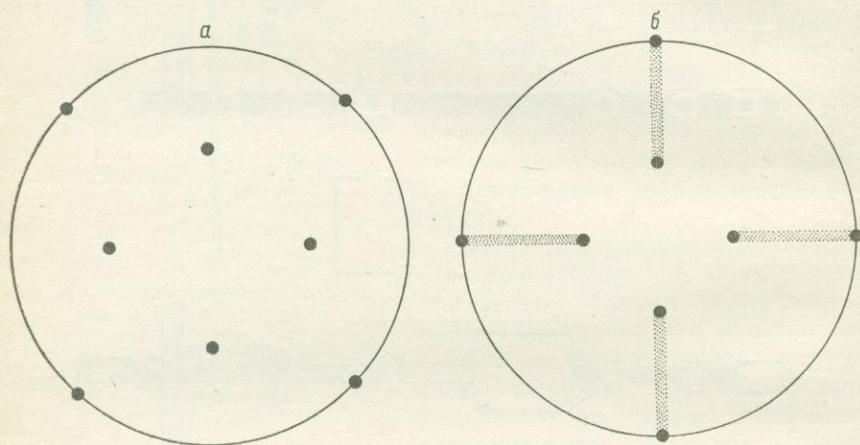


Рис. 100. Гномостереографические проекции плоскостей спайности и преимущественных изломов сфалерита (а) и циркона (б) по данным метода обдирки.

Широкое применение метода обдирки, несомненно, принесет большую пользу при исследовании хрупких минералов. Особенно перспективно выявление зон преимущественного излома и установление их природы.

Оптико-статистические методы изучения спайности могут найти применение при изучении прозрачных минералов. Они основаны на определении преимущественной ориентировки мелких осколков минерала, рассыпанных на гладкую поверхность, например на поверхность стекла. Понятно, что зерна будут преимущественно ложиться гладкими плоскостями, какими и являются плоскости спайности. В настоящее время разработаны два варианта оптико-статистических методов — метод В. Б. Татарского и метод Ф. Д. Блосса.

Метод В. Б. Татарского (1954, 1965) является иммерсионным методом и заключается в следующем. Монокристалльное зерно минерала размером 5×10 мм измельчается в порошок и рассеивается на фракции. Нужно следить, чтобы на зерне не было даже участков естественных граней. Из фракции 0.1—0.05 мм или 0.2—

0.1 мм изготавливается иммерсионный препарат, который и исследуется под поляризационным микроскопом.

Плоскость спайности, на которой лежит зерно, определяется по форме коноскопической фигуры, а плоскости контура зерна — по характеру погасания. Исследовав таким образом большое количество зерен, можно выявить закономерности их ориентировки на предметном стекле.

Результаты определений заносятся в рабочую таблицу, составленную с учетом симметрии исследуемого минерала. Вертикальные графы таблицы фиксируют различные формы коноскопических фигур, горизонтальные — формы зерен, их погасание и прочие признаки. Результаты каждого определения разносятся по соответствующим клеточкам таблицы и подсчитывается количество случаев (в процентах) для каждой клеточки. От этих статистических данных легко перейти к определению ориентировки плоскостей спайности и относительной степени совершенства спайности.

Приведем в качестве примера результаты исследования спайности барита, проведенного В. Б. Татарским. У этого минерала при различной его ориентировке возможны: симметричный косой разрез и прямое погасание, коноскопическая фигура перпендикулярного тупой биссектрисе разреза и симметричное погасание, коноскопическая фигура перпендикулярного n_m разреза и прямое погасание, коноскопическая фигура перпендикулярного острой биссектрисе разреза и прямое погасание, кроме того, коноскопические фигуры случайного косога сечения, косое погасание, неправильная форма зерен. В табл. 21 приведены данные по определению 443 зерен (в процентах), из которых видно, что наиболее совершенной спайностью является спайность по $\{110\}$ и $\{001\}$

Т а б л и ц а 21

Статистические данные по ориентировке зерен барита в иммерсионном препарате

Погасание и форма зерен	Разрезы				Сумма
	симметрично-косой	перпендикулярный тупой биссектрисе или n_m	перпендикулярный острой биссектрисе	случайный	
Прямое	39.5	4.0 *	4.0 **	—	47.5
Симметричное	2.0	19.5	0.5	2.0	24.0
Косое	2.5	—	—	3.0	5.5
Неправильная	5.0	8.5	2.0	7.5	23.0
Сумма	49.0	32.0	6.5	12.5	100.0

П р и м е ч а н и е. Одной звездочкой обозначена ориентировка $\{010\}$, двумя — $\{100\}$.

(выделенные жирным шрифтом цифры). Степень их совершенства одинакова, если учесть, что спайность по призме должна давать в два раза больше плоскостей, чем спайность по пинакoidу. Спайность по {010} примерно в 5 раз менее совершенна, так же как и спайность по {100}. По принципу, который изложен при рассмотрении метода микровдавливания, можно определить коэффициент совершенства спайности, обозначив его для этого метода

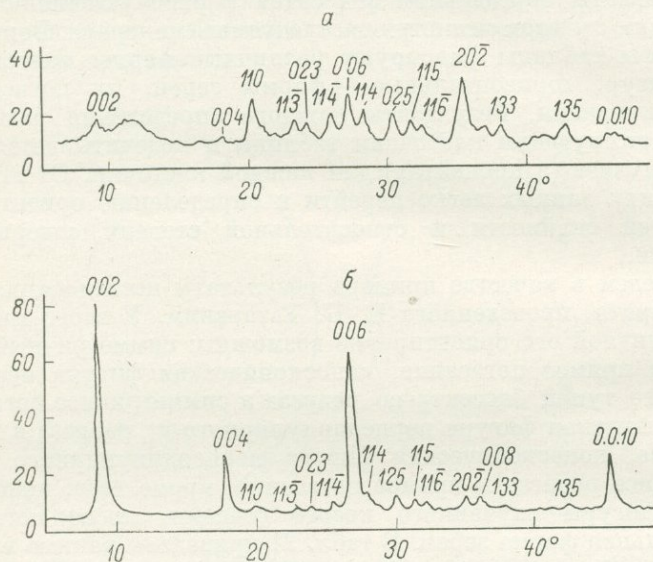


Рис. 101. Дифрактограммы мусковита со случайной ориентировкой зерен (а) и снятые по обычной методике (б) (по Bloss и др., 1967).

через γ : $\gamma_{\{110\}} = \gamma_{\{001\}} = 26.8\%$; $\gamma_{\{010\}} = \gamma_{\{100\}} = 4.9\%$. Хотя γ и выражается в тех же единицах, что и α , но числовые значения их могут не совпадать, поэтому при сравнении это необходимо иметь в виду.

Понятно, что метод Татарского может быть применен только к оптически анизотропным минералам.

Метод Блосса (Bloss, 1957; Bloss, Gibbs, 1963) основан на измерении ориентировки зерен на универсальном столике, например на столике Федорова, и отличается от метода Татарского только способом измерения.

Рентгеновский метод изучения спайности был предложен Дж. Френзелем и Ф. Блоссом (Frensel, Bloss, 1967; Bloss a. oth., 1967). Он основан на том, что интенсивность пиков на дифрактограммах зависит от ориентировки исследуемых частиц. Так, если частицы минерала ориентированы какими-то кристал-

логографическими плоскостями параллельно друг другу, то и отражения от этих плоскостей будут интенсивнее, чем отражения от тех же плоскостей, но с беспорядочной ориентировкой частиц.

Таким образом, если сравнить две дифрактограммы, одну снятую с совокупности беспорядочно ориентированных частиц минерала, а другую — с частиц, лежащих плоскостями спайности на какой-то гладкой поверхности, то по разнице в высоте одних и тех же пиков можно установить и наличие, и относительную степень совершенства плоскостей спайности. Как видно на рис. 101, у минералов с весьма совершенной спайностью даже снятые с обычно подготовленных образцов дифрактограммы резко отличаются по интенсивности отдельных пиков от дифрактограмм, снятых с образцов, в которых специальными приемами достигнута беспорядочность в ориентировке зерен.

Препараты для исследования минерала с ориентировкой зерен по плоскостям спайности подготавливаются так же, как и в других статистических методах. Зерна минерала дробятся до размера около 10—50 мк и рассыпаются на предметное стекло так, чтобы его поверхность была покрыта равномерно. Если исследования производятся на дифрактометре с горизонтальными осями, то нет необходимости специально приклеивать частицы. Затем стекло покрывается картонной маской с квадратным отверстием 20×20 мм, ограничивающим частицы внутри поля, требуемого для дифрактометрической съемки.

Для подготовки препаратов с хаотической ориентировкой зерен можно использовать несколько способов.

Самый простой способ — это замешать зерна очень небольшого размера (около 5 мк) в вазелино-бензольную смесь и заполнить этой массой кюветку дифрактометра. Однако в этом случае не всегда удается избавиться от преимущественной ориентировки частиц.

Лучше всего воспользоваться способом Флёрке и Заальфельда (Flörke, Saalfeld, 1955). Растертый минерал (1 г) взвешивается в 10 мл раствора ацетата целлюлозы в ацетоне или раствора полистирола в бензоле. Оптимальные количества: 2% ацетата целлюлозы или 3—4% полистирола. При помощи пульверизатора полученная взвесь распыляется в стеклянную коробку размером около 40×60 см. Капельки ее застывают на поверхности тела в виде сферических образований. Последние тщательно собираются и в смеси с цементом (раствор вазелина в бензоле) ими заполняется кюветка дифрактометра.

Можно растертый материал равномерно рассеять на дно стеклянной мензурки так, чтобы вся поверхность стекла была покрыта зернами. Затем с помощью аэрозольного распылителя напыленную поверхность слегка обрызгать жидким пластиком (например фотопленка, растворенная в ацетоне). Зерна минерала оказываются захваченными застывшими каплями пластика и образуют сферические агрегаты. Их счищают с поверхности стекла и из

самой мелкой фракции готовят препарат, как и в предыдущем случае.

Уже визуальное сравнение высоты пиков двух дифрактограмм позволяет сделать заключение о наличии тех или иных плоскостей спайности. Для количественной оценки измеряется высота пиков от всех плоскостей отражения и для каждой дифрактограммы вычисляется среднее значение I_A , а каждый пик характеризуется отношением I_{hkl}/I_A . Сравнением этих отношений соответствующих пиков двух дифрактограмм и решается вопрос о степени совершенства спайности.

Так, для пирита (Frensel, Bloss, 1967) отношение I_{200}/I_A повышается с 1.51 до 2.86 (табл. 22), что указывает на наличие довольно четко выраженной спайности по {100}. Спайность по {311} несколько худшая (увеличение I_{311}/I_A от 1.29 до 1.56).

Т а б л и ц а 22

Изменение интенсивности пиков дифрактограмм различно подготовленных препаратов пирита

I_{hkl}/I_A	Препараты с хаотической ориентировкой зерен (ср. из 21 дифрактограммы)	Препараты с ориентировкой зерен по спайности (ср. из 15 дифрактограмм)
I_{111}/I_A	0.49	0.57
I_{200}/I_A	1.51	2.68
I_{210}/I_A	1.13	0.64
I_{211}/I_A	0.93	0.49
I_{220}/I_A	0.65	0.05
I_{311}/I_A	1.29	1.56

Перечисленные и охарактеризованные методы открывают широкие возможности количественного изучения спайности на любом имеющемся в распоряжении минералога материале.

Поверхность изломов изучается почти исключительно визуально. Исследования с помощью современных точных приборов настолько еще малочисленны, что по их результатам трудно выработать какую-то определенную методику. Углубление исследований в этом направлении — ближайшая задача кристалломеханики.

Основной целью исследования поверхностей изломов является выяснение их пространственной геометрии. Оно может быть осуществлено с помощью визуальных, микроскопических и электронномикроскопических методов. Общим требованием ко всем методам является необходимость точной (графической или фотографической) документации, так как только накопив большой фактический материал по геометрии изломов, можно перейти к их клас-

сификации и установлению причинной связи со структурой минерала и минералообразующей средой.

Визуальное исследование заключается в визуальном просмотре поверхности излома и установлении его макрогеометрии. Документация данных ограничивается словесной характеристикой и зарисовкой или фотографированием поверхности. Объясняя причину появления тех или иных форм излома, следует иметь в виду зависимость геометрии излома не только от структуры, но и от характера приложения разрушающей нагрузки (см. гл. I).

В качестве предварительной для визуальной характеристики можно рекомендовать следующую классификацию поверхностей изломов:

1) плоская поверхность различной степени совершенства (зеркальная, матовая и др. и с различными осложнениями — штриховкой, волнистостью, бугристостью и т. п.); 2) ступенчатая поверхность с различной геометрией ступенек; 3) волнистая поверхность с различным профилем волн; 4) стеклоподобный излом; 5) волокнистая поверхность; 6) раковистая поверхность; 7) занозистая поверхность; 8) бугорчатая поверхность; 9) крючковатая поверхность; 10) зернистый излом; 11) сложная поверхность, состоящая из мозаичных участков. Волокнистая занозистая и крючковатая поверхности изломов наиболее характерны для агрегатов минералов, чем для индивидов.

Плоскости спайности, как правило, имеют плоскую, реже волнистую поверхность, обычно осложненную дополнительными геометрическими элементами.

Конечно, с накоплением фактического материала эта предварительная классификация будет заменена более строгой.

Микроскопическое исследование позволяет более точно установить рельеф поверхности изломов и учесть не только макрогеометрические формы его, но и элементы микрогеометрии. Наблюдения производятся в отраженном свете.

Можно рекомендовать два основных способа документации рельефа.

Первый способ довольно простой. Поверхность излома устанавливается примерно параллельно плоскости столика и изменением фокусировки определяется самая высокая и самая низкая точки на ней. Затем делается серия фотоснимков через равные промежутки подъема тубуса микроскопа от резкого изображения наинизшей точки рельефа до наивысшей. Перенеся участки резкого изображения со всех фотографий на одну, можно построить карту микрорельефа поверхности излома в горизонталях. Детали рельефа вырисовываются точнее, если использовать оптику с небольшой глубиной резкости. Для этой цели вполне пригоден микроскоп микротвердометра со стандартными окулярами. Для

ускорения процесса можно вместо фотографирования воспользоваться каким-либо рисовальным приспособлением.

Второй способ, способ разрезов, более сложен. Поверхность излома покрывается слоем любого твердого цемента, и исследуемый образец разрезается или приполировывается перпендикулярно ей. На шлифе становится четко заметен под микроскопом профиль поверхности излома со всеми его впадинами и выступами. Задача заключается в получении серии параллельных разрезов и документации проявляющихся на них профилей излома. Трудность состоит в точной фиксации расстояний между разрезами и совмещении полученных профилограмм.

А. И. Ризоль и Е. Н. Алпатов (1967) предлагают применить последовательную полировку, постоянно отмечая ось разрезов (линию, перпендикулярную поверхности профиля) отпечатками алмазной пирамиды. Последовательность операций такова. На полированную поверхность первого разреза после снятия первой профилограммы наносится ряд отпечатков алмазной пирамиды и измеряются их диагонали. Затем поверхность разреза слегка пришлифовывается на микронной бумаге (№ 4/0) с последующей полировкой. Получается новый разрез, параллельный первому, расстояние между которыми устанавливается по уменьшению стороны пирамидального отпечатка.⁹ Последовательно повторяя эти операции, можно получить сколько угодно разрезом и охарактеризовать профилограммами любую площадь поверхности излома.

Очень эффективно изучение поверхности изломов с помощью интерференционного микроскопа, например МИИ-4, в поле зрения которого одновременно видны и план изучаемой поверхности, и профиль ее. Увеличение прибора (490 \times) достаточно для расшифровки очень тонких деталей рельефа. Для этой же цели очень удобны и световые (МИИ-4, МИС-11 и др.) или контактные (ИЗП-5, ИЗП-17 и др.) профилографы.

Электронномикроскопическое исследование позволяет изучить еще более тонкие, чем микроскопическое, детали рельефа поверхностей изломов. Техника получения реплик с изломов минералов и их фотосъемка детально описаны в ряде работ (Грицаенко и др., 1960, 1961; Грицаенко, Самогин, 1962, и др.). По электронномикроскопическим фотографиям довольно уверенно можно отличить поверхности спайности от внешне похожих на них плоскостей отдельностей, выяснить влияние включений на характер рельефа. К сожалению, данные по электронографии изломов еще очень ограничены, но этот метод их исследования представляется весьма перспективным.

⁹ Из расчета, что глубина отпечатка пирамиды Виккерса в 4.95 раза меньше его стороны.

§ 5. Фигуры удара и давления на кристаллах

Ряд особенностей деформаций кристаллов минералов и некоторые симметричные закономерности деформации могут быть быстро выявлены путем изучения фигур давления и удара.

Фигуры удара и давления вызываются действием сосредоточенной нагрузки, приложенной к какой-либо точке кристаллической грани. В зависимости от величины нагрузки и времени

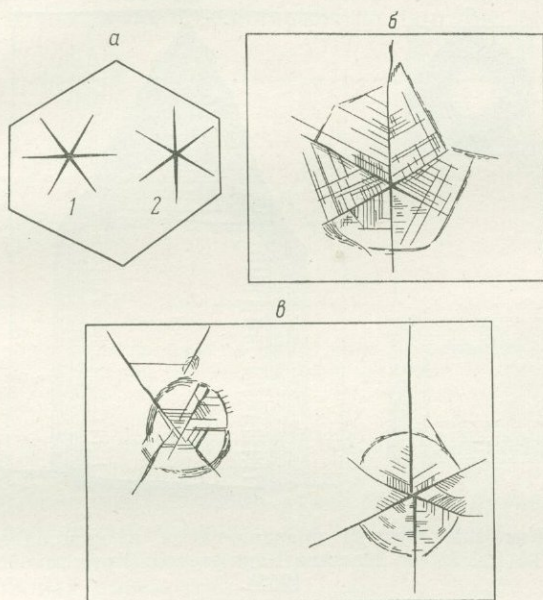


Рис. 102. Фигуры удара и давления на кристаллах мусковита.

a — фигуры удара (1) и давления (2) на грани (0001);
b, *в* — комбинированные фигуры удара и давления
 (по Ревнову, Швайковской, 1959).

ее действия могут получаться морфологически различные фигуры. Проиллюстрируем это на широко известном примере мусковита (рис. 102).

Фигура удара может быть вызвана на плоскости спайности (001) кристалла мусковита, если на нее острием поставить иглу и резко ударить по ней молотком. В результате на плоскости появляется реберный рисунок в виде шестилучевой звезды, лучи которой сходятся в точке приложения острия иглы. Направление двух лучей параллельно ребрам призмы {110}, а третий луч параллелен ребрам пинакоида {010}.

Фигура давления воспроизводится на толстой пластинке мусковита, положенной на упругое основание, если на нее плавно

надавливать не иглой, а шариком или закругленным концом металлической палочки. Фигура давления, так же как и фигура удара, имеет вид шестилучевой звезды, но с иной ориентировкой. Лучи давления как бы повернуты на 30° относительно ориентировки лучей фигуры удара.

На кристаллах ряда минералов и искусственных веществ, например галенита, цинка, висмута, в результате приложения

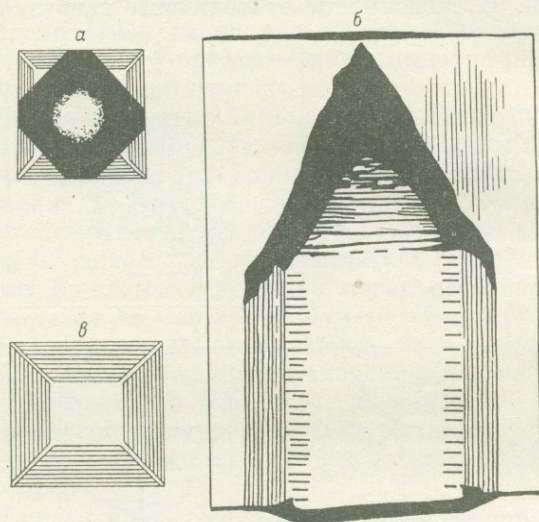


Рис. 103. Фигура продавливания в кристалле Tl (Br, J) (по Классен-Неклюдовой, Урусовской, 1955).

а — вмятина на плоскости куба со стороны надавливания; *б* — продольный срез сквозной фигуры на плоскости ромбофаксаэдра; *в* — бугорок на противоположной грани куба.

сосредоточенной нагрузки образуются сквозные фигуры продавливания (рис. 103). При этом деформируется весь объем кристалла под точкой приложения силы, и деформация транслируется на противоположную грань, где образуется пирамидальный или усеченнопирамидальный бугорок, определенной для каждого кристалла формы.

Довольно многочисленными исследованиями (Mügge, 1898; Шубников и Цинзерлинг, 1932; Orowan, 1942; Классен-Неклюдова, Урусовская, 1955; Урусовская и др, 1966, 1967, и др.) установлено, что в образовании фигур удара и давления в разных случаях лежат разные механизмы деформации. В частности, фигуры удара на большинстве минералов являются следствием образования хрупких трещин, фигуры давления отражают кристаллографическую фиксацию пластической деформации (трансля-

ционного скольжения или двойникования), а фигуры сквозного продавливания образуются в результате сброеобразования.

Проследить эволюцию фигур давления и удара можно путем увеличения сосредоточенной нагрузки. Если на стержень, приложенный закругленным концом к грани кристалла, скажем галита, давить с небольшой силой, не превышающей предел упругости галита, то в кристалле возникают упругие напряжения, исчезающие после снятия нагрузки. Распределение напряжений в соответствии со структурными особенностями минерала анизотропно, что очень четко проявляется на картине распределения

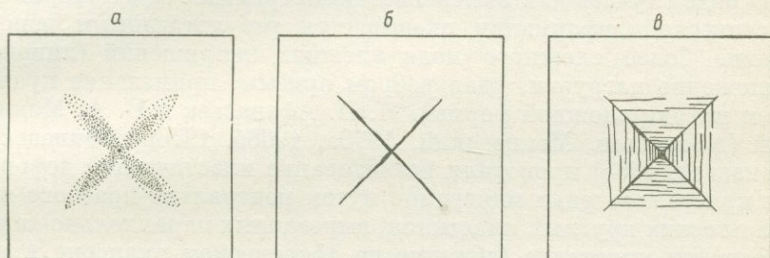


Рис. 104. Эволюция фигуры на грани кристалла галита при увеличении сосредоточенной нагрузки.

аномального двупреломления (рис. 104, а). Увеличение нагрузки приводит к образованию четырехлучевой фигуры давления (рис. 104, б) с ориентировкой лучей по направлениям $[110]$, т. е. по направлениям концентрации максимальных скальвающих напряжений. Эти направления совпадают с линиями выходов на грань возможных плоскостей скольжения в галите, и появление лучей, вероятно, определяется пластической деформацией. В результате скольжения образуется небольшая пирамидка с вершиной в точке приложения нагрузки. Ребрами ее являются лучи звезды. Эта фигура является типичной для галита фигурой давления. Дальнейшее увеличение нагрузки вызывает появление многочисленных трещин по $\{100\}$, т. е. образование фигуры удара (рис. 104, в). Таким образом, высокой нагрузкой при давлении можно добиться того же эффекта, что и при ударе.

Воспроизведя фигуры удара и давления на возможно большом количестве различно ориентированных плоскостей кристалла и нанеся данные на стереографическую сетку, кристаллическую или шаровую модель кристалла, можно выявить кристаллографические закономерности хрупкого разрушения и пластической деформации любого минерала.

Симметрия фигур давления и удара позволяет установить симметрию той кристаллографической плоскости, на которой они воспроизведены. Согласно принципу Кюри, группа симметрии

следствия (в данном случае фигуры удара или давления) является наивысшей подгруппой группы симметрии воздействия в отсутствие кристалла (в данном случае способ приложения нагрузки) и симметрии кристалла в отсутствие воздействия (Curie, 1894). Фигура давления или удара — это деформация в точке, а симметрия движущейся в одном направлении точки, по А. В. Шубникову, определяется как симметрия полярного вектора $\propto t$. Следовательно, такое воздействие (укол иглой) изотропно в плоскости грани, и симметрия фигуры зависит только от анизотропии хрупкого разрушения или пластической анизотропии грани.

В ряде случаев для выяснения симметричных закономерностей пластической деформации оказывается результативным использование более сложного поля внешних напряжений (линейное приложение нагрузки, удар ребром призмы, применение пуансонов и матриц сложной формы). И. И. Афанасьев и В. А. Мокиевский (Афанасьев, Мокиевский, 1966а, 1966б, 1966в; Мокиевский, Афанасьев, 1968) проводили исследование пластической деформации кристаллов ряда минералов путем центрально-краевого прогиба плоских круглых пластинок, вырезанных параллельно какой-либо грани кристалла (обжатие на сферическом пуансоне и матрице с большим радиусом кривизны). Эта методика позволяет сразу получить объемную модель пластической деформации кристалла и установить симметрию текстур деформации. Наиболее подробно она описана в статье В. А. Мокиевского и И. И. Афанасьева (1968).

§ 6. Примерная программа получения полной механической характеристики минералов

Подводя итог рассмотренным методом исследования механических свойств минералов, составим примерную программу исследований, позволяющих получить полную характеристику этих свойств.

В качестве основного метода мы рекомендуем метод микровдавливания, с которым ни один другой метод не может конкурировать ни по оперативности, ни по простоте, ни по универсальности. Он может быть в самый кратчайший срок освоен и успешно применен в любой минералогической лаборатории. Благодаря серийному производству отечественного микротвердометра ПМТ-3 оснащение лабораторий аппаратурой не вызывает затруднений.

Процесс полного исследования кристалло-механических свойств минерала разбивается на три стадии: начальную, массовых измерений твердости и дополнительных исследований.

Н а ч а л ь н а я стадия исследований заключается в выяснении оптимальных условий для измерения, зависящих от кристалломеханических свойств минерала и состояния исследуемой поверхности. Сюда относится определение оптимального

Журнал для записи результатов массовых измерений твердости

Название минерала
Краткая характеристика

Месторождение

Зарисовка образца с указанием и ориентировкой поверхности исследования

Оптимальные условия измерения и их обоснование:

- а) время спуска индентора ... сек., определено по
- б) время статистического действия нагрузки ... сек., принято по
- в) нагрузка на индентор ... Г, определена по

Исследуемая поверхность, ее характеристика, ориентировка индентора	Нагрузка на индентор, Г	Номера отпечатков	Зарисовки отпечатков с картиной трещин вокруг них	Твердость H					$H_{\text{пласт}} + \text{упр}$					Упругое восстановление $\Delta H_{\text{упр}}^{**}$		Количество трещин около отпечатка ***				Примечания		
				направление измерения	угловая по- лудиагональ, дел. окул.	вид усреднения	средняя диагональ, мк	средняя твердость, кг/мм ²	направление измерения	величина S , дел. окул.	вычисления, d_s , дел. окул.	вид усреднения	средняя d_s^* , дел. окул.	средняя d_s^* , мк	средняя $H_{\text{пласт}} + \text{упр}$	направление	величина	трещин спайности			трещин хрупкого разрыва	
																		количество	%		количество	%
		1		0°					45°													
		1		90					135													
		1		180					225													
		1		270					315													

$$H_{\text{оср}}$$

$$H_{10}$$

$$H_{\{hkl\}}$$

* Вычисляются статистически.

** При вычислении $\Delta H_{\text{упр}}$ за $H_{\text{пласт}}$ принимается максимальная средняя полярная твердость на данной плоскости.

*** Вычисляется для всей серии одинаково ориентированных отпечатков.

времени спуска индентора и оптимальной нагрузки. Эти величины, как было показано выше, снимаются с графиков зависимостей $t-H$ и $P-H$ или $t-d$ и $P-d$.

Стадия массовых измерений твердости заключается в детальном исследовании этого свойства при оптимальных условиях. Основная цель состоит в получении надежных статистических средних значений твердости во всех кристаллографических направлениях и выяснении ее анизотропии. Определение твердости для сокращения времени целесообразно совмещать с определением упругих свойств минерала, проводя измерения S и вычисление ΔH по тем же отпечаткам, по которым измеряется и H . Результаты измерений заносятся в журнал, рекомендуемая форма которого дана в табл. 23.

Стадия дополнительных исследований складывается из следующих операций:

а) определения твердости методом царапания;

б) определения параметров ползучести a , b , $\ln v_d$ по графику зависимости величины диагонали отпечатка от времени статического действия нагрузки;

в) определения балла хрупкости при разных нагрузках, темпа нарастания хрупкости, нагрузки разрушения и суммарного показателя хрупкости (измерения этих параметров можно совместить с подбором оптимальной нагрузки на индентор);

г) определения кристаллографической ориентировки плоскостей спайности и степени ее совершенства (может совмещаться со всеми другими операциями, при которых производится вдавливание алмазной пирамиды);

д) изучения фигур давления около отпечатков;

е) измерения наклепа, толщины и прочности наклепанного слоя, возникающего при полировке;

ж) определения параметров пластичности S_k и ψ_p по P_1 , d_1 и P_2 , d_2 ;

з) изучения напряженного состояния и деформаций минерала около отпечатка поляризационно-оптическими и рентгеновскими методами);

и) изучения плоскостного и объемного распределения дислокаций под индентором (в основном методом травления).

Кроме этих основных исследований, желательно проведение специальных исследований, которые подразделяются на две группы. Первая группа специальных исследований включает более углубленное изучение отдельных свойств минерала с помощью описанных выше точных методов, например, измерение констант упругости, количественное изучение спайности, снятие диаграмм растяжения и сжатия, изучение измельчаемости (диспергирования) и т. п. Вторая группа включает методы изучения анизотропии ряда свойств и индивидуальных механических особенностей минералов (склерометрическое топографирование поверхности гра-

ней, выяснение различия свойств в разных зонах кристалла, определение зависимости твердости от химического состава и т. п.), методика и техника которых определяется конкретно поставленными задачами.

Вполне вероятно, что с неизбежным расширением возможностей метода микровдавливания и с совершенствованием методик точных измерений предложенная программа будет расширяться и изменяться.

§ 7. О способах выражения результатов исследований

Для того чтобы производить бострое и точное сравнение механических свойств разных минералов, необходимо четкое и в то же время краткое выражение результатов исследований. Механические характеристики, являясь тензорными, определяются многими параметрами, которые можно выразить либо численно, либо графически. Тот и другой способы имеют достоинства и недостатки и могут быть использованы в зависимости от конкретного материала исследований.

Все механические свойства кристаллов минералов должны определяться и обычно определяются не по единичным измерениям, а по необходимой статистической их совокупности. Поэтому и к материалам исследований должны быть применены статистические методы обработки экспериментального материала.

Число измерений, необходимых для определения доли, среднего и других статистических характеристик исследуемого распределения, может быть оценено из приближенного предположения о законе распределения и приближенной информации о дисперсии генеральной совокупности. Известно (Добрецов, Маковская, 1967), что объем выборки, необходимой для того чтобы ее среднее с заданной точностью характеризовало бесконечную генеральную совокупность, определяется стандартным отклонением δ . Величину δ можно определить предварительным изучением малых выборок. Тогда, если допустимая неточность в величине средней выборки не должна превышать некоторое значение Δ ($\Delta = m - \bar{x}$, m — генеральное среднее, \bar{x} — выборочное среднее), то $n \geq \frac{t^2 E^2}{\Delta^2}$, где t — критерий Стьюдента, определяемый принятой доверительной вероятностью (при доверительной вероятности 0.94 $t \approx 2$ и $n \geq \frac{4S^2}{\Delta^2}$); S — выборочная оценка среднего квадратического отклонения генеральной совокупности.

Чтобы охарактеризовать точно тензорную величину, необходимо определение целого ряда статистик, которые в полном объеме перечислены в работе Н. Л. Добрецова и Н. С. Маковской (1967).

Подробное изложение статистических методов можно найти в руководствах Б. Л. Ван дер Вардена (1960), Н. А. Плохинцева (1961), П. Ф. Рокицкого (1961), В. Ю. Урбаха (1964), Б. В. Гнеденко (1965), Р. Л. Миллера и Дж. С. Кана (1965) и других.

Следовательно, кристалломеханические свойства минералов, охарактеризованные статистически обработанными результатами массовых измерений, выразятся совокупностью цифр, которые можно компактно записать и сравнивать с результатами других измерений. К сожалению, цифровой материал лишен наглядности и трудно воспринимаем, особенно когда с помощью его выражаются резко анизотропные свойства.

Многие кристалломеханические величины имеют более сложную структуру, чем векторы и скаляры, и для их определения недостаточно знать числовые значения и направления. Их называют тензорами. В частности, совокупность векторов упругих напряжений на всевозможных площадках, которые можно провести через некоторую точку упругого тела, представляет собой тензор напряжений. Рассмотрение деформаций элементарного объема этого тела приводит к понятию тензора деформаций.

Ранг тензора определяется по числу компонент, т. е. чисел или функций, полностью определяющих величину в какой-то системе координат. Вообще тензор ранга n имеет 3^n компонент, следовательно, скаляр ($3^0=1$ компонента) может рассматриваться как тензор ранга 0, а вектор ($3^1=3$ компоненты) — как тензор ранга 1. В главе I было показано, что тензор напряжений и тензор деформации являются тензорами ранга 2, а тензор упругости — тензором ранга 4.

Основы тензорного исчисления можно найти в специальных учебных пособиях (Кочин, 1937; Борисенко, Тарапов, 1966, и др.). В применении к характеристике кристалломеханических свойств минералов важное значение имеет определение симметрии тензоров. Детально этот вопрос разобран в специальном приложении к работе А. В. Шубникова (1951). Все возможные виды симметрии полярных и аксиальных тензоров 2-го ранга приведены в табл. 24, заимствованный из этой работы.

Нужно иметь в виду, как это подчеркивают И. И. Афанасьев и В. А. Мокиевский (1966б), что кристалломеханические свойства минералов представляют собою реакцию минерала на определенное воздействие. Симметрия тензора деформаций, даже упругих, может не согласовываться с симметрией кристалла, если с симметрией кристалла не согласуется симметрия тензора напряжений. Поэтому кристалломеханические свойства, определенные методом микровдавливания, не могут быть описаны тензором 2-го ранга.

Очень наглядно, в привычной для минералогов форме, кристалломеханические свойства минерала могут быть показаны с помощью кристалломеханических индикатрис, примеры которых мы уже

Симметрия тензоров 2-го ранга

Симметрия тензора (по А. В. Шубникову)	Форма тензора	Расположение осей	Симметрия тензора (по А. В. Шубникову)	Форма тензора	Расположение осей
Полярные тензоры			2	a_{11} a_{12} 0 a_{21} a_{22} 0 0 0 a_{33}	Ось 2 совпадает с X_3
$\bar{2}$	a_{11} a_{12} a_{13} a_{21} a_{22} a_{23} a_{31} a_{32} a_{33}	Произвольное	2 : 2	a_{11} 0 0 0 a_{22} 0 0 0 a_{33}	Ось 2 совпадают с X_1, X_2, X_3
2 : m	a_{11} a_{12} 0 a_{21} a_{22} 0 0 0 a_{33}	Ось 2 совпадает с X^3	∞	a_{11} a_{12} 0 $-a_{12}$ a_{11} 0 0 0 a_{33}	Ось ∞ совпадает с X_3
$m \cdot 2 : m$	a_{11} 0 0 0 a_{22} 0 0 0 a_{33}	Оси 2 совпадают с X_1, X_2, X_3	$\infty : 2$	a_{11} 0 0 0 a_{11} 0 0 0 a_{33}	Ось ∞ совпадает с X_3
$\infty : m$	a_{11} $-a_{21}$ 0 a_{21} a_{11} 0 0 0 a_{33}	Ось ∞ совпадает с X_3	∞ / ∞	a_{11} 0 0 0 a_{11} 0 0 0 a_{11}	Произвольное
$m \cdot \infty : m$	a_{11} 0 0 0 a_{11} 0 0 0 a_{33}	Ось ∞ совпадает с X_3	m	0 0 a_{13} 0 0 a_{23} a_{31} a_{32} 0	Плоскость m перпендикулярна X_3
$\infty / \infty \cdot m$	a_{11} 0 0 0 a_{11} 0 0 0 a_{11}	Произвольное	2 · m	0 a_{12} 0 a_{21} 0 0 0 0 0	Ось 2 совпадает с X_3 , плоскости m перпендикулярны X_1, X_2
Аксиальные тензоры			$\bar{4} \cdot m$	a_{11} 0 0 0 $-a_{11}$ 0 0 0 0	Ось $\bar{4}$ совпадает с осью X_3 , оси 2 совпадают с осями X_1, X_2
1	a_{11} a_{12} a_{13} a_{21} a_{22} a_{23} a_{31} a_{32} a_{33}	Произвольное			

приводили, характеризуя способы изображения результатов измерений твердости.

Кристалломеханическая индикатриса может отражать анизотропию целого ряда механических свойств минерала (индикатрис модуля Юнга, коэффициента растяжения, пластичности, твердости и т. п.). Индикатриса представляет собою вспомогательную объемно замкнутую поверхность, каждый радиус-вектор которой выражает величину кристалломеханического параметра в направлении этого вектора.

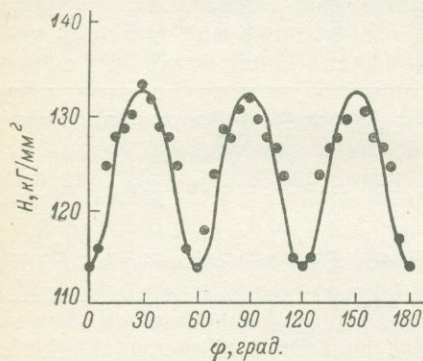


Рис. 105. Развертка розы твердости царапания на грани кристалла берилля для нагрузки на индентор 10 Г (по В. Н. Ланге и Т. И. Ланге, 1963).

Геометрия и положение механических индикатрис в кристалле зависят как от симметрии и конституции самого кристалла, так и от характера внешнего воздействия, т. е. от способа испытания. Например, форма индикатрисы модуля Юнга может не согласоваться с формой индикатрис пластичности или твердости.

Индикатриса может иметь форму шаровой поверхности, если механическое свойство остается постоянным в любом направлении. Теоретически такой случай невозможен, но в

практике иногда приходится изображать некоторые свойства шаровой индикатрисой, когда точность метода недостаточна для выявления незначительной анизотропии того или иного свойства, например твердости.

Форму поверхности эллипсоида вращения индикатриса получает в том случае, если бесконечно малому изменению направления соответствует бесконечно малое изменение в величине механического свойства и механические деформации незначительны по сравнению с расстоянием между частицами. Индикатрисой такой формы механические свойства минералов характеризуются чаще, чем шаровой, но и она не является преобладающей.

Кристалломеханические свойства подавляющего большинства минералов характеризуются сложной индикатрисой, являющейся поверхностью сложных тел, как правило, не относящихся к телам вращения.

К сожалению, из-за очень ограниченных сведений о кристалломеханических свойствах минералов мы еще не можем ни провести систематику таких индикатрис по их форме, симметрии, положению в кристалле, ни выяснить зависимость геометрии индикатрисы от кристаллической структуры, конституции и симметрии минерала. Такую работу можно будет и совершенно не-

обходимо провести с накоплением экспериментального материала. Эта задача самого ближайшего будущего.

Розы (или розетки) кристалломеханических свойств, построенные для определенных кристаллографических плоскостей минерального индивида, представляют собой, как уже говорилось выше, сечения соответствующей индикатрисы плоскостью, параллельной плоскости испытания и проходящей через центр (общее начало семейства радиусов-векторов) индикатрисы.

Некоторые исследователи показывают анизотропию ряда механических свойств на гранях кристаллов с помощью графиков

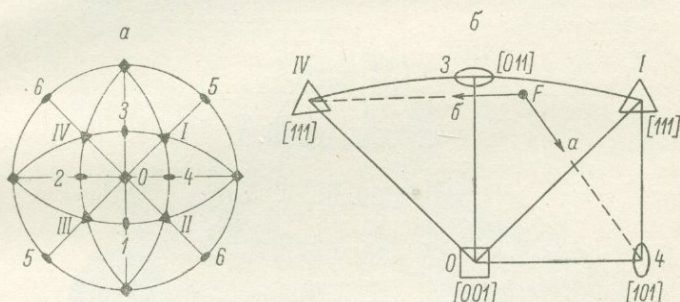


Рис. 106. Гномостереографическая проекция систем скольжения в самородной меди (а) и нахождение действующих систем скольжения по заданной силе F при растяжении (стрелка а) и сжатии (стрелка б) кристалла с гранецентрированной ячейкой (б).

зависимости величины определенного параметра от направления на плоскости (рис. 105) в прямоугольных координатах. Эти графики по сути дела являются развертками тех же розеток и менее наглядны, но масштаб изображения в них выдержать легче.

Такие строго кристаллографически фиксированные элементы деформаций минералов, как плоскости спайности, плоскости скольжения, фигуры удара и давления и т. п., удобно показывать на моделях идеализированных кристаллов и шаровых моделях или их чертежах, выполненных в аксонометрической проекции. Подобное изображение очень наглядно, геометрически строго, легко воспринимается и интерпретируется.

Эти же элементы можно изобразить и на гномостереографических проекциях, которыми мы уже неоднократно пользовались. Например, на рис. 106, а приведена гномостереографическая проекция элементов скольжения кубического гранецентрированного кристалла самородной меди по Г. С. Жданову (1962). Треугольники I, II, III, IV показывают проекции перпендикуляров к плоско-

стям скольжения {111}, а залитые эллипсы 1, 2, ..., 6 — выходы направлений скольжения {110}. Как видно из проекции, в кристаллах меди возможны 12 систем скольжения:

I, 6; II, 5; III, 6; IV, 5;

I, 1; II, 2; III, 3; IV, 4;

I, 2; II, 3; III, 4; IV, 1.

По гномостереографической проекции можно также определить, какая система является действующей при данном напряжен-

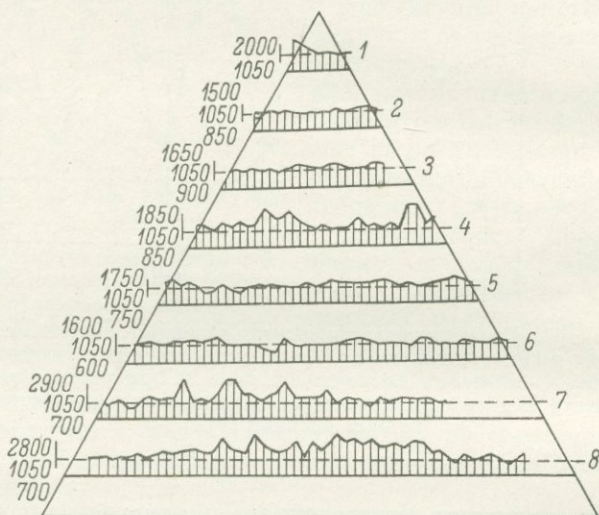


Рис. 107. Топограмма твердости ($\kappa\Gamma/\text{мм}^2$) на грани (111) кристалла циркония.

Верхняя цифра — максимальное, средняя — наиболее часто встречающееся, нижняя — минимальное значения твердости (по Ермолаеву и Кузьмину, 1964).

ном состоянии, например, при действующей, растягивающей или сжимающей силе F . По закону скальвающих напряжений (гл. I § 4)

$$\tau = \frac{F}{S_0} \cos \varphi \cos \psi$$

и $\tau_{\text{макс}}$ приурочены к плоскостям, составляющим с линией действия силы угол в 45° . По этой формуле можно аналитически определить τ для различных систем скольжения и найти систему с $\tau = \tau_{\text{макс}}$. Геометрически действующая система находится построением линии пересечения сферы с конусом максимальных τ , ось которого совпадает с направлением силы F , а образующие имеют угол

45° с осью. Такое построение выполнено на рис. 106, б. Выделен сферический треугольник, в который попадает направление растягивающей силы, например треугольник 013 , и найдены два смежных ему треугольника с вершинами 4 и IV (оси симметрии 2 и 3-го порядков), которые и составляют систему с максимальными скальвающими направлениями.

Таким образом можно определить и положение действующих плоскостей спайности.

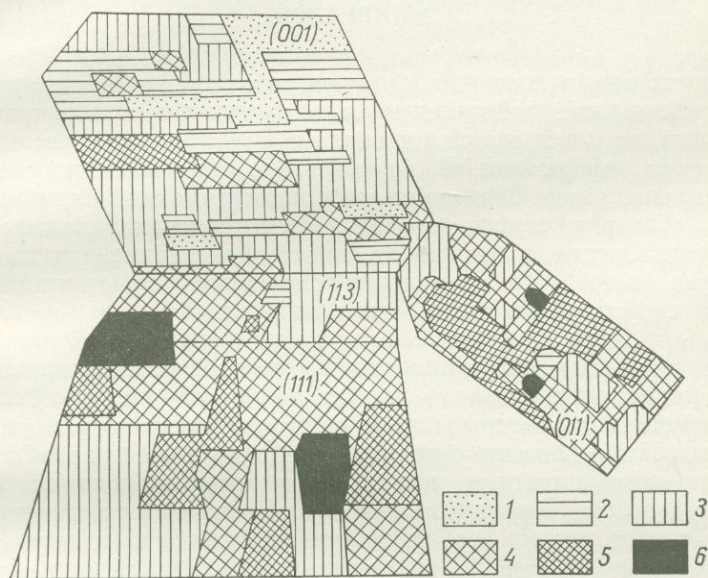


Рис. 108. Микроблочное строение зеркально-гладких граней изометричного кристалла серы, выявленное при измерении твердости.

Твердость (кг/мм^2): 1 — 7.5—10; 2 — 10.0—12.5; 3 — 12.5—15.0; 4 — 15.0—17.5; 5 — 17.5—20.0; 6 — 20.0—22.5.

Некоторые конкретные элементы деформаций минералов (поверхности излома, фигуры давления, дислокационные розетки и т. п.) можно показать на рисунках и фотографиях.

Изменение кристалломеханических свойств на различных участках плоскости или объема минерального индивида обычно показывают на топограммах, представляющих план плоскости с точками испытания и их результатами, или на графиках-разрезах, проведенных в определенных направлениях. Таким способом может быть показано, например, изменение твердости в различных зонах роста и пирамидах нарастания кристалла, на поверхности грани и т. п. (рис. 107, 108).

Глава IV

ИЗМЕНЕНИЯ МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ, СВЯЗАННЫЕ С ИНДИВИДУАЛЬНЫМИ ОСОБЕННОСТЯМИ МИНЕРАЛОВ

До сих пор мы в основном рассматривали зависимость кристалломеханических свойств минералов, изученных при одинаковых условиях, от конституции минерала и кристаллографического направления деформации. Было показано, что кристаллы каждого минерального вида благодаря его конституционной индивидуальности обладают строго определенными кристалломеханическими свойствами, отличающимися от свойств кристаллов других минеральных видов. Это позволяет использовать кристалломеханические свойства при диагностике минералов.

Однако, и на этом мы тоже не раз останавливались, некоторые механические параметры индивидов одного и того же минерального вида могут колебаться в значительных интервалах. Особенно неустойчивы параметры пластичности и хрупкого разрушения. Эти колебания связаны с индивидуальными химическими и физическими особенностями конкретного минерального индивида, в первую очередь с количеством и способностью движения дислокаций. Понятно, что эти особенности определяются характером минералообразующей среды и онтогенетическим развитием минерала, поэтому связанные с ними изменения кристалломеханических свойств представляют значительный минералогический интерес.

§ 1. Механические параметры геометрических элементов кристалла

Как известно (Леммлейн, 1948; Бакуменко, 1962; Григорьев, 1968), реальный кристалл минерала имеет неоднородное строение и состоит из определенных геометрических элементов, различающихся по своим свойствам: пирамид нарастания граней, поверхностей нарастания ребер и линий нарастания вершин.

Эти элементы вследствие отложения вещества кристалла при росте микро- и макрослоями приобретают зональное строение: пирамиды нарастания граней — пластинчатое, поверхности нарастания ребер — полосчатое, а линии нарастания вершин состоят из отрезков.

Как правило, реальный кристалл из-за изменения и нарушения однородности состава и структуры приобретает мозаичное строение,

поэтому пластины в пирамидах нарастания граней, плоскости на поверхности нарастания ребер и отрезки линий нарастания вершин слагаются блоками, несколько повернутыми относительно друг друга. Эти геометрические элементы реального кристалла не всегда различимы визуально, но могут быть выявлены физическими и химическими методами (травлением, окрашиванием, радиоактивным облучением, оптическими методами и т. п.). Те из методов кристалломеханики, которые позволяют исследовать механические свойства на локальных, почти точечных участках минерала, также применимы для этой цели. В первую очередь имеется в виду метод микровдавливания.

Различия в твердости пирамид нарастания убедительно показаны Е. В. Цинзерлинг (1948) на примере кварца. Темноокрашенные по природе или темноокрашивающиеся в результате облучения рентгеновскими лучами пирамиды нарастания $\langle 0001 \rangle$ в направлении $[0001]$ имеют твердость, колеблющуюся в пределах 772—856 кГ/мм². Твердость бесцветных зон заметно выше, около 990 кГ/мм²; они более однородны и характеризуются меньшим разбросом значений твердости, менее хрупкие, чем темноокрашенные.

Заметно различается твердость и в различных зонах роста одной и той же пирамиды нарастания. Так, в кристаллах берилла бесцветные прозрачные зоны роста характеризуются твердостью 1222—1410 кГ/мм², полупрозрачные мутные — 1080—1338 кГ/мм², непрозрачные — 933—1246 кГ/мм² (Лебедева, 1963а, 1963б). Твердость плотных зон кристаллов магнетита 554—961 кГ/мм², пористых — 394—424 кГ/мм² (Сергеев, 1966). Зональные кристаллы вишневогорского циркона исследовали В. А. Ермолаев и А. М. Кузьмин (1964). В их разрезе чередуются светло-серые и темно-бурые зоны роста шириною в 3—4 мм, резко отличающиеся по твердости. Средняя твердость светло-серых зон около 1050 (650—1350) кГ/мм², темно-бурых — 850 (650—1450) кГ/мм². Эти цифры получены статистически из 210 измерений.

Мозаичность зон роста и других элементов кристалла может быть выявлена измерением твердости в разных точках зоны по ее разрезу или площади. Поверхностью одной из зон роста, самой последней, является, например, поверхность граней кристалла. Ее мозаичность очень четко проявляется в колебаниях чисел твердости, измеренных в разных точках, достаточно густо и равномерно распределенных по площади грани. На рис. 107 показана топография твердости на одной из граней $\{111\}$ кристалла циркона по В. А. Ермолаеву и А. М. Кузьмину (1964). Три цифры около каждого профиля замеров означают максимальную, среднюю и минимальную твердость в его пределах. Флуктуация твердости в пределах грани выступает очень четко. Она связана с мозаичным строением грани, заметным не только под микроско-

пом, но и макроскопически. Нами было выявлено блоковое строение граней (001), (011), (113) и (111) кристалла самородной серы (рис. 108), кажущихся зеркально-гладкими и лишенных макроскопических дефектов (Сребродальский и Юшкин, 1966).

§ 2. Зависимость механических параметров кристаллов минералов от их химического состава

Кристалломеханические свойства минералов очень чутко реагируют на изменения химического состава, особенно связанные с изоморфным замещением. Вхождение в решетку минерала изоморфных примесей нарушает ее геометрию и изменяет силу связи между ионами, что отражается на механических свойствах минерала. Исследование зависимостей механический параметр—состав позволяет не только использовать методы механических испытаний для приближенного определения содержания тех или иных элементов в минерале, но и судить о прочности межионных связей и типе вхождения изоморфной примеси в узлы его кристаллической решетки.

Изучая эти зависимости, приходится оперировать либо средними значениями кристалломеханических параметров, либо результатами измерений, сделанных в одном и том же кристаллографическом направлении. В противном случае зависимость неизбежно исказится разбросом значений, связанным с анизотропией физических свойств. Выдержать строго одинаковые направления испытания свойств разных образцов практически невозможно, поэтому целесообразнее проводить массовые измерения и оперировать статистически средними значениями из достаточно большой выборки. При измерении твердости, например, наиболее удобен способ измерения большого количества случайно ориентированных зерен в шлифе-брикете, описанный выше.

К настоящему времени исследована зависимость кристалломеханических свойств, преимущественно твердости, от состава для многих изоморфных рядов минералов. Конечно, не все полученные зависимости достаточно обоснованы числом измерений и методикой исследования, но они дают вполне ясную общую картину. Приведем несколько примеров таких зависимостей, как исследованных нами, так и опубликованных в минералогической литературе.

З о л о т о—с е р е б р о. Этот изоморфный ряд исследован наиболее детально. Если почти все физические свойства в изоморфных смесях серебра с золотом закономерно уменьшаются или увеличиваются от чистого золота к чистому серебру, то кристалломеханические свойства изменяются своеобразно. Твердость (рис. 109, а) чистого золота и чистого серебра в этом ряду самая низкая (17—50 кг/мм²). Она постепенно увеличивается с увеличением примеси серебра в золоте или золота в серебре, достигая максимума для половинной смеси этих элементов, для электрума —

73—75 кГ/мм² (Лебедева, 1963б). Точно так же изменяется и критическое касательное напряжение скалывания. Следовательно, в изоморфном ряду серебро—золото мы видим типичный пример упрочнения легированием, т. е. закреплением дислокаций (гл. I, § 6).

К о л у м б и т—т а н т а л и т. Изменение твердости членов изоморфного ряда колумбит—танталит исследовано С. И. Лебедевой и Н. И. Разенковой (Лебедева, Разенкова, 1961; Лебедева, 1963а, 1963б, 1965). Установлено, что наиболее сильно на твердость влияет соотношение окислов Ta₂O₅ и Nb₂O₅. С увеличением содержания Ta₂O₅ твердость закономерно повышается, особенно резко в интервале 0—12% Ta₂O₅. Более высокие содержания этого окисла влияют на твердость несколько слабее и кривая H —Ta₂O₅ выполаживается (рис. 109, б). Вследствие сильной анизотропии твердости при построении графика приходится использовать отдельно значения $H_{\text{макс}}$ и $H_{\text{мин}}$.

Ф е р б е р и т—в о л ь ф р а м и т г ю б н е р и т. Закономерное уменьшение твердости членов изоморфного ряда Fe[WO₄]₁—(Fe, Mn)[WO₄]₁—Mn[WO₄]₁ от ферберита к гюбнериту, по данным Г. А. Ильинского (1965), показано на рис. 109, в. Уменьшение твердости связано с заменой катиона Fe с ионным радиусом 0.83 Å катионом Mn с ионным радиусом 0.91 Å, что ослабляет силу межионных связей.

Р я д п л а г и о к л а з о в. Изучены альбит—олигоклаз—андезин—лабрадор—битовнит—битовнорит, содержащие соответственно 5, 25, 40, 52, 75 и 85% анортитового минала (Mookherjee, Sahu, 1960). Твердость в общем довольно резко падает с уменьшением содержания альбитового минала и увеличением анортитового. В области An₃₀—An₇₀ характерно резкое повышение твердости, выражающееся пиком на соответствующей кривой (рис. 109, г). Оно вполне объяснимо тем, что эта область и является областью несмешиваемости альбита и анортита с чередованием в минеральных индивидах альбит-анортитовых структурных полос. Границы этих полос затрудняют движение дислокаций и упрочивают минеральный индивид. Отметим, что установленную зависимость нельзя считать строгой, так как получена она на недостаточно представительном материале (каждый член ряда характеризовался 20 зернами, полученными при дроблении лишь одного индивида), и твердость оценивалась не средними, а максимальными значениями, полученными при разных нагрузках. Кривая на приводимом нами графике отражает среднее из максимальных значений твердости, полученных при нагрузках 15, 25, 50, 100, 200, 300 и 500 Г.

П и р о п—а л ь м а н д и н. Г. В. Рыжова и др. (1966) показали изменение значений упругих констант C_{ijk}/ρ в ряду пироп—альмандин в зависимости от содержания FeO (рис. 109, д).

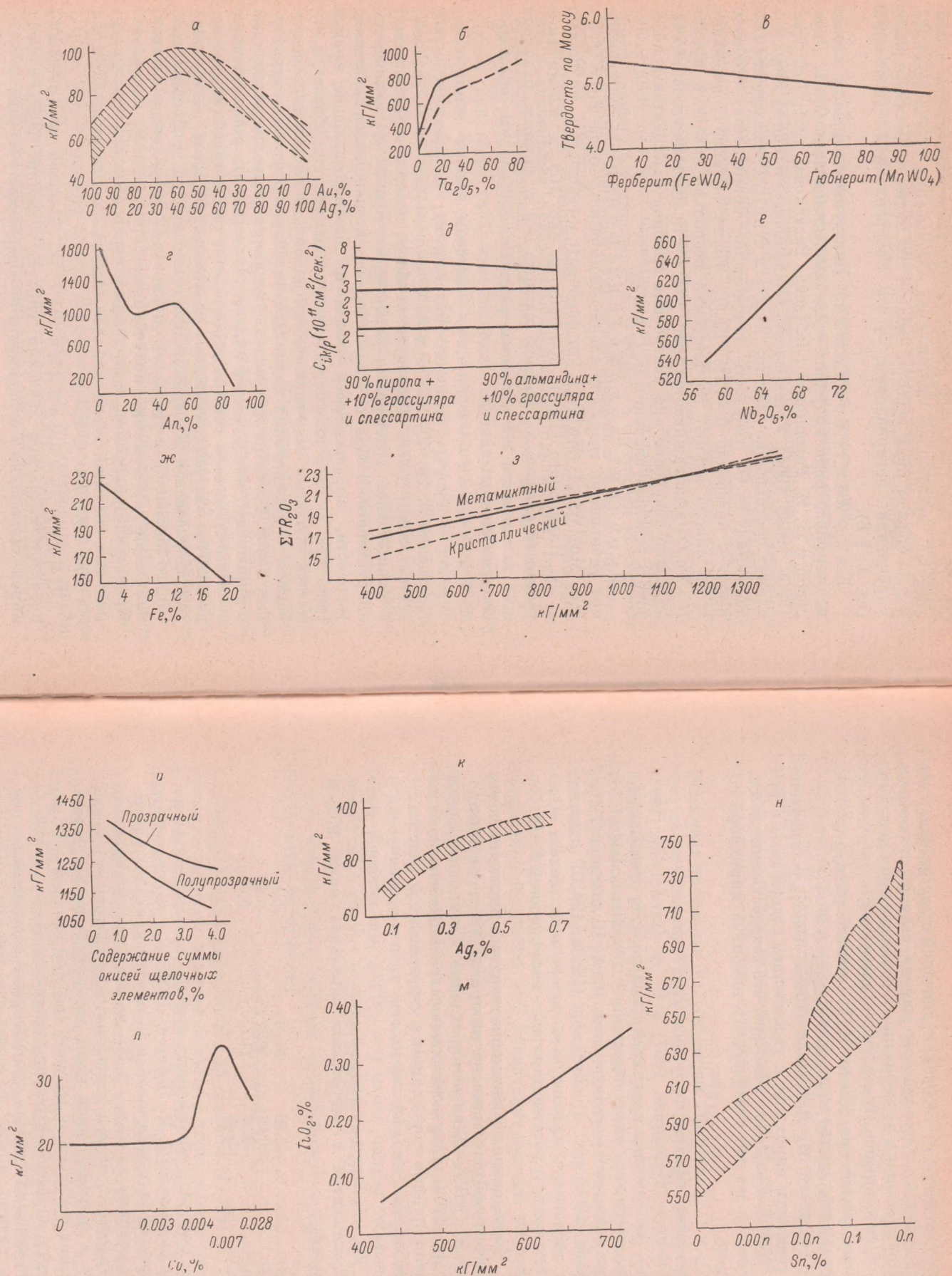


Рис. 109. Зависимость состав—твёрдость для ряда минералов.

а — изоморфный ряд золото—серебро; б — изоморфный ряд колумбит—танталит; в — изоморфный ряд ферберит—гюбнерит; г — ряд плагноклазов в зависимости от содержания анортитового минала; д — ряд пирроп—альмадин (состав—упругая константа $C_{ik/p}$); е — пиррохлор в зависимости от содержания Nb_2O_5 ; ж — сфалерит (изоморфный ряд клейофан—марматит); з — ортит в зависимости от содержания суммы редких земель; и — бериллы в зависимости от содержания суммы щелочей; к — галенит в зависимости от содержания серебра; л — галит в зависимости от содержания кобальта; м — магнетит в зависимости от содержания TiO_2 ; н — ильваит в зависимости от содержания олова.

Установлена тенденция к понижению значений упругих констант с ростом содержания алмандинового минала, затупевающейся несколько присутствием в исследованных образцах примерно 10% гроссуляра и спессартина. Выявленная зависимость показывает ослабление сил связей при замене Mg^{2+} (ионный радиус 0.74 Å) на более крупные ионы Fe^{2+} (ионный радиус 0.80 Å).

П и р о х л о р. С. И. Лебедевой (1963а, 1963б) установлено повышение твердости пирохлора с увеличением содержания в нем Nb_2O_5 (рис. 109, е). Она также отмечает, что твердость снижается, если при одних и тех же содержаниях ниобия в пирохлоре содержится уран.

С ф а л е р и т (клеюфан—марматит). Об изменении твердости в изоморфном ряду сфалерита существуют противоречивые сведения. А. Хенрике (Henriques, 1957) и Б. А. Ильинский (1963) считают, что с увеличением содержания железа, т. е. от клеюфана к марматиту, твердость увеличивается. А. А. Ясинская (1951) не нашла определенной закономерности. И. А. Пудовкина (1957), Г. И. Бочарова (1960) и С. И. Лебедева (1963а, 1963б) отмечают уменьшение твердости с увеличением содержания железа. Особенно убедительны результаты детальных исследований С. И. Лебедевой (рис. 109, ж).

О р т и т. Исследования зависимости твердости ортита от химического состава проведены нами на материале 17 проанализированных проб из различных месторождений Советского Союза (Калинин и др., 1969). Для всех основных компонентов состава были проведены парные корреляции с твердостью, в результате которых выяснилось, что на твердость ортитов значительное влияние оказывают редкие земли ($r = \pm 0.86$) и в меньшей мере вода ($r = -0.46$), образующая гидроксильную группу ОН. Связи остальных компонентов с твердостью оказались ниже 95%-й зоны значимости:

MgO	-0.40	Fe ₂ O ₃	-0.16
CaO	-0.09	MgO	-0.40
Fe ₂ O ₃	-0.35	TiO ₂	0.02
FeO	+0.08		

На понижение твердости обводненных ортитов по сравнению с необводненными указывала С. И. Лебедева (1963а), и наши расчеты лишь подтверждают ее данные (слабая отрицательная связь с коэффициентом корреляции $r_{H, H_2O} = -0.46$), но сведения относительно изменения твердости ортитов в зависимости от содержания в них редких земель в рассмотренной нами литературе не встречены. Наши вычисления показывают наличие сильной связи $H-TR_2O_3$ с положительным коэффициентом корреляции $r_{H, TR_2O_3} = +0.86$.

Увеличение твердости ортита с повышением содержания в нем редких земель, видимо, можно объяснить тем, что при замещении

Ca^{2+} (ионный радиус 1.04 Å) на TR^{3+} (ионный радиус 1.02 Å) валентное состояние решетки изменяется, компенсируясь за счет понижения валентности в других составных частях (переход $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$). Увеличение валентности одного из элементов структуры должно как раз вызывать увеличение его твердости. Теоретически зависимость твердости от заряда иона была рассмотрена еще В. М. Гольдшмидтом (1933) и более детально — А. С. Поваренных (1959).

Для выявленной зависимости $H-\text{TR}_2\text{O}_3$ составлено одномерное уравнение регрессии, которое имеет вид

$$c_1 = 12.64 + 0.008H_1 \pm 1.31,$$

где c_1 — содержание TR_2O_3 в ортите, %; H_1 — твердость ортита, кг/мм².

Уравнение регрессии графически выражено на рис. 109, з, на который нанесены исходные экспериментальные данные. Почти все точки, отражающие отношение твердости ортита к содержанию TR_2O_3 метамиктных ортитов, лежат выше средней линии, в области положительной ошибки уравнения регрессии, а соответствующие точки кристаллических — ниже ее, в области отрицательной ошибки. Это происходит потому, что метамиктный распад структуры ортита понижает его твердость.

Для более наглядной иллюстрации последнего факта произведена раздельная попарная корреляция $H-\text{TR}_2\text{O}_3$ для метамиктных и кристаллических разновидностей ортитов и также вычислены одномерные уравнения регрессии:

для кристаллических ортитов (коэффициент корреляции +0.94, 99%-я зона значимости)

$$c_2 = 10.64 + 0.009H_2 \pm 1.03,$$

для метамиктных ортитов (коэффициент корреляции +0.88, 99%/₀-я зона значимости)

$$c_3 = 14.23 + 0.007H_3 \pm 1.12.$$

Эти уравнения выражаются на графике $H-\text{TR}_2\text{O}_3$ (рис. 109, з) прямыми линиями, лежащими выше и ниже общей средней линии, которые в одном случае пересекаются с нею в области высоких содержаний редких земель, а во втором — приближаются.

Таким образом, полученные зависимости $H-\text{TR}_2\text{O}_3$ позволяют приближенно, с точностью около $\pm 1.3\%$, определять содержание суммы редких земель в ортитах с помощью быстрого довольно простого метода определения твердости вдавливанием. Если известно физическое состояние изучаемых ортитов, предпочтительно пользоваться более точными уравнениями регрессии c_2 и c_3 , при невыясненном состоянии необходимо применять общее уравнение c_1 .

Б е р и л л. Твердость прозрачных и полупрозрачных бериллов уменьшается с увеличением в них суммарного содержания щелочных элементов (Лебедева, 1963а, 1963б, 1963в). Закономерность прослежена от 0.6 до 4.1% суммы окислов этих элементов (рис. 109, *и*). Параллельно с уменьшением твердости увеличивается величина параметра c_0 элементарной ячейки от 9.18 до 9.28 Å, что и определяет ослабление межионных связей.

Г а л е н и т. С. И. Лебедева (1963б) и Н. Н. Мозгова (1966) изучали влияние изоморфной примеси серебра на твердость галенита. Установлена закономерная прямая связь этих величин (рис. 109, *к*).

Г а л и т. В главе I уже говорилось о закономерном увеличении предела текучести с повышением в галите примесей кальция, бария и стронция. Исследования искусственно выращенных из расплава кристаллов галита с изоморфной примесью кобальта показали тенденцию повышения твердости с увеличением содержания кобальта (Аныбаков и др., 1965). На рис. 109, *л* отмечается резкий пик упрочнения при концентрации кобальта в кристаллах 0.007 мол.%, вызванный образованием структурных дефектов, препятствующих перемещению скользящих дислокаций. Изменение длины лучей дислокационных розеток травления около отпечатков индентора обратное изменению твердости.

М а г н е т и т. Исследованием твердости пяти проанализированных проб магнетита установлена зависимость ее от содержания в магнетите TiO_2 (Юшкин, 1967б). Результаты линейного корреляционного анализа приведены в табл. 25. Вычисления показывают наличие сильной связи $H-TiO_2$ с положительным коэффициентом корреляции $r_{H, TiO_2} = 0.99$ (99%-я зона значимости). Для этой зависимости было составлено одномерное уравнение регрессии, которое имеет вид

$$c_{TiO_2} = 0.001H - 0.37 \quad (\pm 0.033 \text{ при уровне значимости } 60\% \text{ и } 0.07 \text{ при уровне значимости } 99\%),$$

где c_{TiO_2} — содержание TiO_2 , %; H — твердость, кГ/мм².

Выявленную закономерность повышения средних чисел твердости магнетита от содержания в нем двуокиси титана (рис. 109, *м*) можно объяснить тем, что атомы титана, входя в кристаллическую решетку магнетита и образуя твердый раствор, значительно повышают критическое скальвующее напряжение, т. е. в данном случае мы имеем дело с типичным упрочнением материала легированием.

Эту зависимость в общем подтверждают и позднее опубликованные данные В. И. Снякова и М. М. Федосеевой (1967). Кроме того, ими подмечено увеличение твердости магнетита с повышением содержания магнезиоферритового минала. Необходимо продолжение исследований твердости этого минерала с составлением

Вычисление коэффициента корреляции средних чисел твердости магнетита с содержанием TiO_2

H	c	$H-H_{cp}$	$(H-H_{cp})^2$	$c-c_{cp}$	$(c-c_{cp})^2$	$(H-H_{cp})^2 \times (c-c_{cp})$
684.1	0.36	+144.3	20822.49	+0.19	0.04	+27.42
547.3	0.18	+ 7.5	56.25	+0.01	0.00	+ 0.08
529.7	0.16	+10.1	102.01	-0.01	0.00	+ 0.10
494	0.12	-90.8	8244.64	-0.05	0.00	+ 4.54
444	0.05	-95.8	9177.64	-0.12	0.01	+11.50
$H_{cp}=539.8$	$c_{cp}=0.17$		$\Sigma 38403.03$		$\Sigma 0.05$	$\Sigma 43.64$

множественной регрессии, учитывающей влияние всех изоморфных примесей.

И л ь в а и т. Изоморфное вхождение олова в ильваит на место двухвалентного железа, по данным Н. Н. Мозговой и Ю. С. Бородаева (1965), увеличивает твердость от 550—580 $кГ/мм^2$ (образцы без олова) до 650—740 $кГ/мм^2$ (образцы с 0.5—0.9% Sn). Эта зависимость отражается графиком на рис. 109, н.

Имеются исследования зависимостей механический параметр—состав и в других изоморфных рядах. Однако данных далеко не достаточно, чтобы установить все причины изменения кристалло-механических свойств минералов при изменении их химического состава. Ясно лишь, что в одних случаях (ряд золото—серебро и др.) основную роль играет дислокационный механизм упрочнения, в других — (ряд ферберит—вольфрамит—гюбнерит и др.) — кристаллохимический.

Заметим, что вхождение изоморфных примесей не только изменяет среднюю твердость минерала, но и уменьшает или усиливает векториальность ионных связей, обуславливая изменение рельефности анизотропии твердости. Это явление может быть проиллюстрировано формой розеток твердости на гранях кристаллов иттриевых железо-галлиевых и железо-алюминиевых гранатов, приведенных в работе С. Ш. Генделева и Н. Г. Щербак (1965).

§ 3. Зависимость механических параметров кристаллов минералов от особенностей

их физического состояния и наличия природных дефектов

Влияние физического состояния минерала на его твердость очень разнообразно.

В н у т р и к р и с т а л ь н а я л и к в а ц и я в кристаллах самородных элементов и сульфидов очень резко изменяет кристалло-механические свойства, особенно твердость. Явление ликвации

заключается в том, что при кристаллизации сплава может образоваться зональный твердый раствор с концентрацией растворенного элемента более низкой в центре зерна, чем по периферии. Здесь проявляется один из типов зонального роста, связанный с нарушениями равновесия при кристаллизации в результате подавления процессов диффузии из-за недостаточно медленного затвердевания (Петров, Райковская, 1951). Проводя твердостное профилирование по диаметрам зерен, можно вполне отчетливо

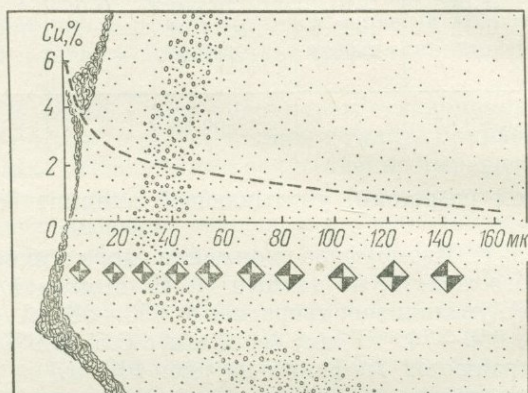


Рис. 110. Изменение твердости и содержания меди в сплаве алюминия с 2% Cu в зависимости от расстояния до границы микрзерна.

установить наличие внутрикристалльной ликвации и ее контрастность. На рис. 110, по данным В. С. Золотаревского и Н. И. Новикова (1965), показано изменение твердости, связанное с ликвацией меди в алюминии.

Очень полезным может оказаться изучение структур минералов точными локальными методами, например методом микровдавливания. Особенно это относится к структурам распада твердых растворов, перекристаллизации и рекристаллизации, неполного псевдоморфного замещения деформационным, тонкого срастания и прорастания и т. п. Смысл исследования заключается в выявлении и кристаллохимической характеристике гетерогенных фаз в пределах одного минерального индивида или агрегата.

Покажем это на примере метеоритов, исследование твердости микровдавливания которых дало новые интересные данные о природе их фаз (Мотт, 1960). Основная масса гексаэдритов имеет однородную твердость, увеличиваясь лишь в областях полос Неймана. Это указывает на равномерное тонкозернистое строение основной массы. В октаэдритах видманштетовы фигуры камасита, представляющие собой твердый раствор никеля в железе, отли-

чаются наибольшей твердостью по краям, связанной с внутрикристалльной ликвацией к ним никеля. Примесь никеля влияет и на твердость танита, который является твердым раствором никеля в аустините. При увеличении содержания никеля от 13 до 45% твердость повышается от 175 до 803 кг/мм².

Трещиноватость кристаллов, как правило, понижает сопротивление пластическим и хрупким деформациям, т. е. понижает твердость. С этим явлением постоянно приходится сталкиваться при исследовании неоднородных кристаллов.

Многие природные кристаллы несут на себе естественный поверхностный ослабленный микротрещиноватый слой, выделенный А. Ф. Иоффе (1929). Наличие этого слоя четко отбивается повышением чисел твердости с увеличением нагрузки на индентор (см., например, Сребродольский, Юшкин, 1965, 1966; Юшкин, 1967; Калинин и др., 1969; Гогоберидзе, Копецкий, 1961, и др.).

Влияние твердых включений неодинаково. В одних случаях их наличие повышает прочность кристалла, в других, наоборот, понижает. В общем случае теоретические механические включения должны повышать прочность торможением движения дислокаций. Но в ряде случаев они, видимо, оказывают расклинивающее действие на растущий кристалл и создают вокруг себя микротрещиноватые ореолы, как это происходит, например, при расщеплении кристаллов во время роста. В этом случае прочность должна понизиться.

Жидкие включения, как правило, ослабляют кристалл. При гидратации, как мы уже отмечали, твердость минералов понижается. Твердость гидратированных ортитов почти в 5 раз понижается по сравнению с кристаллическим. Понижение прочности минералов, связанное с гидратацией, отмечается и для других минералов. С. И. Лебедева (1963а) указывает, что твердость гидропирохлора понижается по сравнению с пирохлором от 557—663 до 514—538 кг/мм².

Подобное явление сопровождает и метамиктный распад минералов. Это тоже было показано на примере ортитов, когда в метамиктных образцах изменяется не только твердость, но и характер зависимости H —TR. Можно привести в качестве примера циркон, метамиктное состояние которого отличается пониженной до 300—841 кг/мм² твердостью, в то время как твердость кристаллического циркона 841—1461 кг/мм² (Лебедева, 1963а) и даже достигает 2000 кг/мм² (Ермолаев, Кузьмин, 1964).

Природные пластические деформации оказывают на кристаллы минералов упрочняющее влияние, создавая барьеры, препятствующие движению дислокаций (упрочнение наклепом). Например, прочность образцов корунда со следами пластической деформации на 30—40% выше, чем прочность недеформированных образцов. Пластическая деформация особенно

сильно влияет на твердость микровдавливания в тонком поверхностном слое кристалла.

Имеется целый ряд опытов по выяснению влияния термообработки на прочность минералов, но, к сожалению, они еще не дают возможности сделать строго определенные выводы. В то же время выяснение этого влияния очень важно для использования результатов кристалло механических исследований минералов в реконструкции термальной обстановки минералообразования.

Обширные данные по отжигу синтетических кристаллов, в частности галогенидов щелочных металлов, раскрывают неоднородность изменения механических свойств.

У пластичных кристаллов в результате отжига снижаются предел текучести и предел прочности, снимается упрочнение. Установлено, что причина этого явления лежит в возрастании подвижности дислокаций после отжига.

Прочность хрупких кристаллов, наоборот, после отжига повышается, так как в значительной мере снимаются внутренние (остаточные) напряжения.

Прочность корунда, например, после термообработки до 1300° увеличивается на 30—40%. На поверхности образцов возникает тонкий слой в 50—40 мк, обладающий повышенной хрупкостью. Еще более высокотемпературная обработка может повысить прочность корунда в несколько раз.

Термическое воздействие на гранаты также приводит к значительному упрочнению кристаллов. В частности, опыты с тепловой обработкой пиропса показали, что после восьмичасового нагревания до 1100° и последующей закалки твердость его кристаллов увеличивается в 1.2—1.3 раза (Hřichová, 1966). Изменение окраски, появление металлического блеска, изменение характера излома и другие микроскопические наблюдения свидетельствуют об образовании в ходе термообработки тонкого поверхностного слоя с большой твердостью. По данным рентгенометрии, этот слой менее совершенный и отличается большой плотностью дислокаций.

Мы изучали прочность округлых кристаллов пиропса из кимберлитов трубки Айхал. Оказалось, что твердость заметно повышается в периферийных частях зерен по сравнению с центральными (1627 кг/мм^2 по сравнению с 1191 кг/мм^2). Причина такого упрочнения заключается в природной термообработке кристаллов, их оплавлении в кимберлитовом расплаве.

Радиационное воздействие (облучение) почти во всех случаях заметно повышает прочность кристаллов, хотя при определенных условиях наблюдается и радиационное разупрочнение кристаллов. Очень большой материал по этому вопросу имеется в монографии Б. В. Будылина и А. А. Воробьева (1962) и сборнике «Действие ядерных излучений на материалы»

(1962). На рис. 111 показано, по А. А. Анлыбакову и Ы. Шамырканову (1967), изменение твердости кристаллов фтористого натрия в зависимости от дозы рентгеновского и гамма-облучения.

По мнению А. М. Косевича и др. (1967), подтвержденному экспериментальными данными, в результате радиационного воздейст-

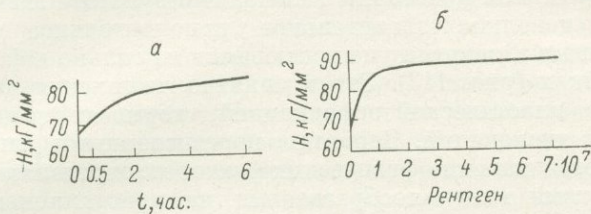


Рис. 111. Зависимость твердости кристаллов фтористого натрия от дозы рентгеновского (а) и гамма-облучения (б).

вия увеличивается число точечных дефектов в кристалле (ваканский и междоузлий). Скопления этих точечных дефектов приводят к созданию дополнительных радиационных центров генерирования дислокационных петель. Характер и количество последних в кристалле определяется типом облучения. Тяжелые ядерные частицы, к примеру осколки деления ядер, а также нейтроны и электроны высоких энергий вызывают смещение атомов решетки, которые в свою очередь смещают другие атомы, создавая области с разупорядоченной решеткой. Эти области называются пиками смещения. Именно в таких областях образуются скопления точечных дефектов, которые приводят к появлению дислокационных петель.

Значительная часть энергии бомбардирующих частиц и первичных смещенных атомов сохраняется в виде энергии возбуждения, которая переходит в тепло. Область с аномально увеличенными колебаниями решетки называется температурным пиком. Если эта область занимает приблизительно атомный объем, она носит название термического пика.

Облучение заряженными частицами (протонами, дейтронами), а также рентгеновскими и γ -лучами вызывает появление главным образом электронных дефектов, в частности центров окрашивания. Радиационные дефекты упрочняют кристаллы, причем степень

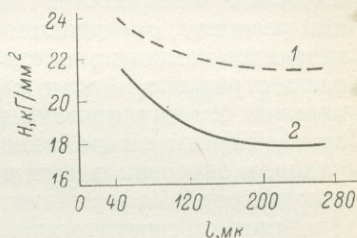


Рис. 112. Радиационное упрочнение областей кристаллов галлита, предварительно упрочненных пластической деформацией (время облучения 10 час.), по данным Ю. С. Боярской.

1 — расстояние от стороны отпечатка, нанесенного при $P=200 \text{ Г}$; 2 — твердость до облучения; 2 — твердость после облучения.

радиационного упрочнения зависит от вида облучения, фазы и энергии бомбардирующих частиц.

Степень радиационного упрочнения зависит и от состояния кристалла до облучения. Исследовалось, например, влияние рентгеновского излучения на предварительно упрочненные пластической деформацией кристаллы галита. В результате экспериментов выявлено довольно значительное дополнительное радиационное упрочнение, заметно уменьшающееся на сильно деформированных участках (рис. 112). Это и понятно, скопления дислокаций, созданные пластической деформацией, тормозят радиационную генерацию дислокаций. Вероятно, перечисленными типами не ограничивается влияние физических факторов, определяющихся особенностями минералообразования, на кристалломеханические свойства кристаллов минералов. На примере щелочно-галоидных кристаллов вопросы радиационного упрочнения довольно детально рассмотрены А. А. Воробьевым (1968).

§ 4. Механические свойства минералов как носители потенциальной минералогенетической информации

В процессе онтогении минерала любое изменение физико-химических особенностей минералообразующей среды вызывает, как резонанс, определенное изменение свойств минерала. Чем интенсивнее изменения в структуре среды и выше их скорость, тем резче отражаются они в структуре минерала. Эта способность минералов аккумулировать результаты воздействия минералообразующей среды в виде «следов», отражающихся на свойствах минералов, и определяет наличие в минерале потенциальной минералогенетической информации.

Минералогенетическую информацию, содержащуюся в минерале, можно рассматривать только как потенциальную. Она находится в состоянии покоя, в состоянии «компонента структуры». Минерал становится источником информации только с функционированием системы исследования, воспринимающей информацию в ходе своего взаимодействия с минералом.

Одна и та же генетическая информация может быть зашифрована при помощи различных свойств минералов, и одной из таких характеристик являются механические свойства минералов. В этой главе мы уже показали, сколь разнообразные химические и физические особенности минералообразующей среды могут отражаться в механических свойствах минералов. Следовательно, имеется возможность расшифровать потенциальную генетическую информацию, записанную в механических свойствах, и составить на ее основании представление о характере и особенностях минералообразующей среды. Реализация этой возможности и является одной из основных задач углубленного исследования кристалломеханики минералов.

Формальный подход к расшифровке потенциальной информации не только бесполезен, но и вреден. Механические свойства минералов содержат потенциальную информацию о тех особенностях, которые оказывали непосредственное влияние на них, а такие события могут быть самые различные. Например, твердость минерала может оказаться повышенной за счет вхождения в его решетку определенных механических примесей, в результате наличия твердых включений, повышения температуры среды, действия радиоактивного излучения и других факторов. Здесь необходим глубокий анализ всех свойств минерала, а не только механических.

Многообразие форм записи информации, кодирование информации об одном и том же событии в среде разными качествами минерала облегчает эту задачу. Применяя метод избыточной информации, можно достичь достоверности и надежности, сколь угодно близкой к идеальной. Получение избыточной информации можно достичь рядом способов: а) простым повторением (исследованием одного и того же свойства на большом количестве индивидов), б) расширением исследований (исследованием многих качеств одного и того же индивида), в) углублением исследований (исследованием одного из свойств на разных структурных уровнях от парагенезиса минералов до индивида и его автономных частей), г) комбинированием перечисленных способов. Например, повышенная твердость дымчатого кварца еще ничего не говорит о минералообразующей среде. Но если к тому же установлена и радиационная природа окраски, становится ясной причина упрочнения. Измеряя твердость отдельных зон такого кристалла, можно установить эволюцию радиационной характеристики минералообразующей среды в период времени, отмеченный историей жизни кристалла. Относительная степень изменения твердости дает возможность ввести в нее количественную меру.

Во избежание недоразумений подчеркнем, что расшифровка потенциальной информации может быть успешной лишь в комбинации с онтогенетическим анализом объекта, так как «только онтогенетический метод позволяет открывать непрерывную смену событий в истории минералов, а не представлять их в течение миллионов лет застывшими, мертвыми» (Генезис минеральных индивидов. . ., 1968, стр. 6).

Можно привести в качестве примера ряд работ, в которых делались попытки восстановления некоторых характеристик минералообразующей среды по механическим свойствам минералов. Это работы по исследованию твердости граната (Hříchova, 1966), пирита (Иванов, Прахова, 1963; Näber, 1965), золота (Вопросы и др., 1967), магнетита (Синяков, 1965; Юшкин, 1967) и др. К сожалению, в них рассматриваются лишь частные вопросы и не делается глубокого анализа всех особенностей минералообразующей среды, которые можно выявить углубленным исследованием механических свойств минералов.

Глава V

ДЕФОРМАЦИИ МИНЕРАЛОВ В ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ

Минералы в земной коре находятся в самых разнообразных условиях, к тому же чрезвычайно сильно изменяющихся за период индивидуальной истории минерала. Минералы, выкристаллизовавшиеся в условиях сверхвысоких температур и давлений, могут оказаться на земной поверхности с отрицательными температурами и атмосферным давлением. И наоборот, минералы, сформировавшиеся на земной поверхности, в течение геологической истории погружаются в глубины земной коры, в область высокого термодинамометаморфизма. Поэтому совершенно ясно, что в земной коре имеются все предпосылки для чрезвычайно широкого проявления самых разнообразных деформаций, вплоть до невоспроизводимых пока в лабораторных условиях. В этой главе мы попытаемся рассмотреть деформации минералов в природных условиях, проанализировать причины, их вызывающие, и показать значение исследования природных деформаций минералов для познания процессов минералогенезиса. Мы будем касаться лишь деформаций индивидов, так как деформации минеральных агрегатов и горных пород рассматриваются в довольно обширной серии руководств и монографий по структурной петрологии и микроструктурному анализу (Ажгирей, 1956; Болк, 1946; Вистеллус, 1958; Вопросы . . ., 1958; Елисеев, 1953, 1967; Ситтер, 1960; Ферберн, 1949; Хиллс, 1967, и др.).

§ 1. Проявление деформаций минералов в природных условиях

Природные деформации минералов благодаря их широкому проявлению и большому познавательному значению издавна привлекали внимание минералогов. К настоящему времени накопилась обширная литература, в основном статьи в различных журналах, в которой в той или иной мере рассмотрен этот вопрос. Делались и попытки минералогических обобщений, начиная от широко известных сводок О. Мюгге (Mügge, 1898), Л. Спенсера (Spenser, 1922) и кончая главами в руководствах А. Г. Бетехтина и др. (1958), П. Рамдора (1962) и очень обстоятельным и глубоким обобщением Д. П. Григорьева (1961). Такая обширная литература

и имеющиеся попытки обобщения значительно облегчили нашу работу.

Результаты многочисленных исследований показывают, что в минералах мы встречаемся либо с теми элементарными деформациями (упругими, пластическими, хрупким разрушением), которые были рассмотрены в главе I, либо с более сложными, представляющими многообразные видоизменения и сочетания элементарных процессов.

Упругие и близкие к упругим деформации. Упругие деформации минералов в их «чистом» виде, когда после снятия нагрузки кристалл принимает первоначальную форму без каких-либо остаточных изменений, несомненно, проявляются очень широко при самых разнообразных геологических процессах. Например, прохождение упругих сейсмических волн, возникающих при землетрясениях, вызывает упругие деформации минералов на всем пути их движения. Упругими деформациями сопровождаются и любые другие высоконапряженные деформации — пластические и приводящие к разрушению. Неравномерность, анизотропность поля природных напряжений приводит к тому, что одни части кристаллов претерпевают пластические деформации и хрупкое разрушение, другие — упругие деформации.

От «чистых» упругих деформаций, если вызывающие их напряжения не превосходят предела упругости минерала, после снятия напряжений не остается никаких следов, за исключением, может быть, заклинившихся «упругих» двойников. Следовательно, мы не в состоянии в большинстве случаев установить, имели ли они место в геологической истории каждого конкретного минерального индивида или нет. Но деформации, возникающие под действием внешних или внутренних напряжений, близких к пределу упругости и незначительно превосходящих его, отчетливо фиксируются по сохраняющимся упругим остаточным напряжениям в кристалле.

Наиболее отчетливо упругие остаточные деформации фиксируются в виде оптических аномалий, возникающих в претерпевшем упругие деформации кристалле. Это явление известно как явление фотоупругости, а поляризационно-оптический метод исследования напряжений, основанный на эффекте изменения скорости света в напряженном теле, называется методом фотоупругости. Изотропные кристаллы минералов кубической сингонии после сжатия или растяжения обнаруживают двупреломление, а кристаллы средних сингоний становятся двуосными. Любой минералог в процессе микроскопических исследований постоянно сталкивается с подобными оптическими аномалиями, например, в галите, алмазе, корунде и в других минералах (рис. 113).

Степень двупреломления в напряженном первично изотропном кристалле пропорциональна величине напряжения. Оси индикатрисы ориентируются параллельно главным направлениям упругой

деформации. В одноосных кристаллах круговое сечение индикатрисы под действием напряжения превращается в эллиптическое, соответственно видоизменяется и коноскопическая фигура (рис. 114).

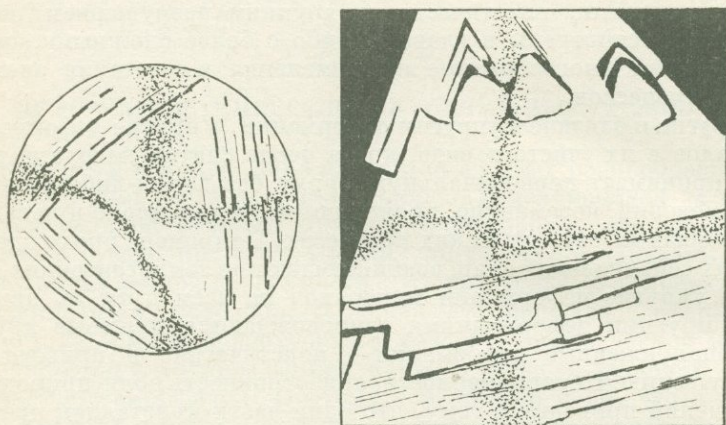


Рис. 113. Интерференционные фигуры в анизотропных кристаллах алмаза (по Бартошинскому, Гневушеву, 1958).

Характер распределения остаточных напряжений в кристаллах можно исследовать с помощью поляризационно-оптического метода (Фрохт, 1948). Для этой цели применяются наблюдения поляризационных картин в параллельном или сходящемся поляризованном свете (Методы и приборы... 1968). Анализ напряженного состояния кристаллов можно осуществлять как в линейно поляризованном, так и в поляризованном по кругу (циркулярном) свете.

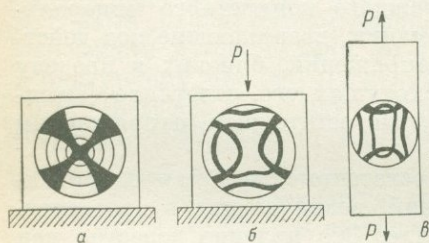


Рис. 114. Превращение одноосной коноскопической фигуры (а) в двуосную при сжатии (б) и растяжении (в) кристалла (по Классен-Неклюдовой, 1953).

препарата. В ряде случаев у кристаллов с достаточно большими фотоупругими постоянными можно наблюдать изохромы — линии равных разностей хода лучей (линии определенного цвета при наблюдении в белом свете). Эти линии удобнее наблюдать в свете, поляризованном по кругу. Можно наблюдать (применяя параллельно поляризованный свет) также темные линии, которые определяют

области с одинаковым направлением главных осей оптического эллипсоида. От этих наблюдений с помощью специальных формул можно перейти от изохром к линиям равных скалывающих напряжений, а от изоклин — к направлениям главных нормальных напряжений. Примеры такого анализа можно найти в работах А. В. Степанова и др. (Степанов, Краснов, 1952, 1953; Степанов и др., 1958).

Следует указать, что изохромы совпадают с линиями равных скалывающих напряжений, а изоклины дают направления главных нормальных напряжений в изотропных телах (стеклах, пластиках), а также в простых случаях применительно к кристаллам высокой симметрии, например, только в базисном сечении корунда, в кристаллах кремния (Напряжения и дислокации. . ., 1962).

Наблюдая эти оптические явления, можно убедиться, что в наиболее сложных случаях кристаллы без заметных (макроскопических) остаточных деформаций состоят из участков, охваченных сжимающими и растягивающими остаточными упругими напряжениями, а также из ненапряженных участков (рис. 115). По оптической картине, вызываемой упругими напряжениями, можно в принципе восстановить характер поля внешних напряжений, но это очень сложная и пока не осуществляемая задача.

Вероятно, наличием остаточных упругих напряжений и переориентировкой оптической индикатрисы можно объяснить и некоторые случаи волнистого погасания минералов, например кварца, когда еще нет четкого появления разноугасающих полосок.

Конечно, все перечисленные явления нельзя классифицировать как строго упругие деформации, так как они сопутствуют всегда разного рода искажениям кристаллической решетки.

Пластические деформации. В природных условиях пластические деформации довольно часто и отчетливо проявляются почти у всех минералов, в том числе и у таких хрупких в обычных условиях, как кварц и алмаз. Это, конечно, отражение особо благоприятных условий для пластических деформаций, создающихся в земной коре (высокие температуры и давления, фактор геологического времени, среда, повышающая пластические свойства).

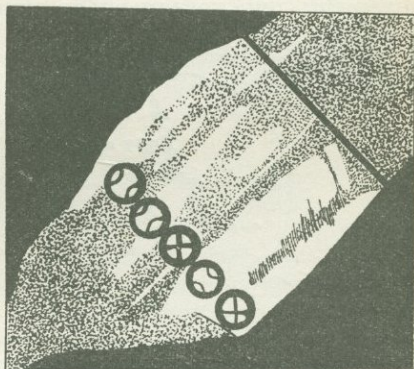


Рис. 115. Оптические аномалии в кристалле корунда, наблюдаемые в дефектоконоскопе. Совмещены коноскопическая и ортоскопическая картины. Видны следы скольжения и объемные напряжения, одни участки кристалла одноосны, другие — двуосны.

Но в общем чем пластичнее минерал в обычных условиях, тем чаще проявляются его деформации и в природе. Во всех случаях природные деформации минералов в соответствии со строением деформируемых объектов носят явно анизотропный характер и, как правило, расчленяются на элементарные явления трансляционного скольжения, сложного скольжения, двойникования и т. п.

Трансляционное скольжение в чистом виде, как было показано в главе I, § 4, характеризуется скольжением слоев кристаллического материала по кристаллографически определенным плоскостям вдоль определенных кристаллографических

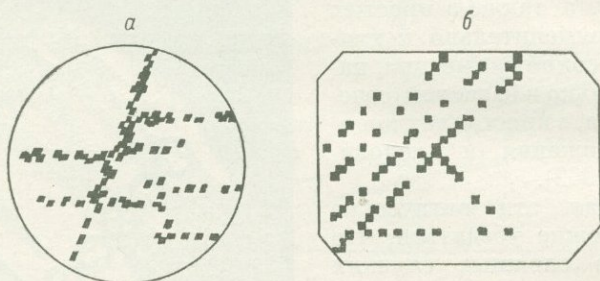


Рис. 116. Фигуры природного травления, препарирующие выходы плоскостей скольжения на грани кристаллов пирита (а) и гипса (б).

направлений на расстояния, кратные периоду решетки, и поэтому деформированные таким способом кристаллы не должны вызывать астеризма пятен на их лауэграммах. Экспериментально такое идеальное трансляционное скольжение можно воспроизвести (Урусовская, 1960), но в природе оно, вероятно, проявляется очень редко. Во всяком случае нам такие факты пока неизвестны. Лауэграммы, снятые с, казалось бы, даже очень «деликатно» деформированных кристаллов минералов с прямолинейными тончайшими следами плоскостей скольжения, во всех случаях показывали в той или иной степени астеризованные рефлексы. Но по сравнению с кристаллами с заметной переориентацией блоков астеризм, конечно, незначителен. Поэтому есть прямой смысл выделить такие кристаллы в особую группу и рассматривать их как деформированные по принципу трансляционного скольжения, пренебрегая сопровождающими его незначительными искажениями.

Следы трансляционного скольжения на деформированных кристаллах минералов довольно часто удается наблюдать макроскопически. В частности, довольно четкими индикаторами трансляционного скольжения могут быть скопления фигур природного травления, зародившихся на выходах дислокаций на поверхность кристаллов. Нами наблюдались очень четкие линейные скопления

фигурок травления на кристаллах пирита, сгруппированных по [выходам на грани куба плоскостей октаэдра, и на кристаллах гипса (рис. 116). Подобные отретушированные плоскости сколь-

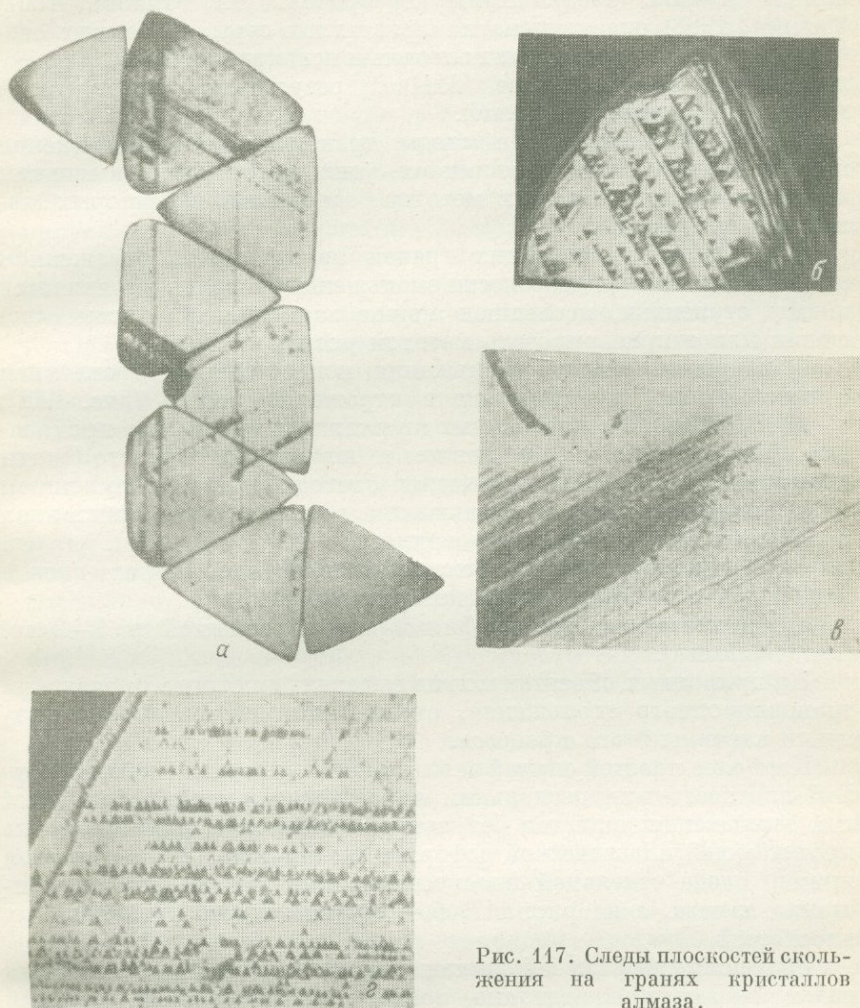


Рис. 117. Следы плоскостей скольжения на гранях кристаллов алмаза.

жения на чешуйках мусковита и каолинита наблюдали Э. Боровец (Boroves, 1966) и М. Акизуки (Akizuki, 1966), на кристаллах алмаза — С. Толанский (Tolanski, 1955), В. А. Мокиевский и др. (1962), Ю. Л. Орлов (1963), А. В. Варшавский (1968). На рис. 117 мы воспроизводим ряд показательных фотографий и зарисовок из их материалов.

Иногда плоскости скольжения фиксируются штриховкой скольжения на гранях кристаллов. Штриховка скольжения отчетливо наблюдается на гранях кристаллов галенита (Григорьев, 1958), алмаза (Орлов, 1963). Нами (Сребродольский, Юшкин, 1967; Юшкин, 1968) она изучена на кристаллах серы, выросших свободно в минерализационных полостях и испытавших изгиб и трансляционное скольжение по $\{111\}$ в результате усадки стенок минерализационных полостей.

В тех случаях, когда следы трансляционного скольжения микроскопически не проявляются, они могут быть выявлены целым рядом специальных методов, основными из которых являются следующие:

а) изучение естественных граней кристаллов в отраженном свете (так как выход плоскости скольжения на грань проявляется в виде ступеньки, последнюю можно заметить при косом освещении или отпрепарировать методом росы);

б) вскрытие следов скольжения искусственным травлением с последующим наблюдением в отраженном свете (рис. 118);

в) наблюдение в прозрачных кристаллах и шлифах в проходящем поляризованном естественном и инфракрасном свете (следы скольжения становятся видимыми благодаря двупреломлению);

г) выявление следов скольжения в прозрачных кристаллах и шлифах методом декорирования;

д) электронномикроскопическое исследование тонких пленок на просвет или исследование поверхности реплик;

е) рентгеновская топография образцов толщиной в 1—2 мм (метод Ланга).

На природных объектах можно выделить ряд типов проявления трансляционного скольжения, отражающих постепенное усложнение картины этого процесса.

Наиболее простой случай скольжения — это скольжение по одной плоскости или нескольким параллельным плоскостям. Этот тип скольжения является результатом незначительной, спокойно протекающей пластической деформации. На рис. 117, а приведен пример следа отдельной плоскости скольжения на гранях кристалла алмаза, а на рис. 117, б — системы таких параллельных плоскостей.

Более сложный случай скольжения проявляется в образовании пачек скольжения, которые после травления препарируются в виде широких полос, состоящих из множества сближенных друг с другом ямок травления (рис. 117, в). Подбирая режим травления и используя большие увеличения, при наблюдении можно убедиться, что такие полосы представляют собою пачки тесно прижатых друг к другу параллельных плоскостей скольжения одной и той же системы (рис. 117, г).

В случае сложного поля внешних напряжений или неоднократного повторения деформаций в кристалле минерала могут

стать действующими несколько систем скольжения, часто пересекающих друг друга. Такую сетку пересекающихся плоскостей можно видеть, например, на рис. 118, *a—г*.

Особенности внутреннего строения минералов оказывают определенное влияние на развитие трансляционного скольжения. Скопления включений, дефектные участки, трещинки оказывают тормозящее влияние на скольжение и служат в ряде случаев препятствиями для развития деформаций в определенных участках кристалла. Оказывает влияние секториальное и зональное строение кристаллов. Замечено (Сергеев, 1966), что легче оживляются плоскости скольжения, секущие зональность на деформируемом участке перпендикулярно или под крутыми углами (рис. 118, *a—г*). Из элементов скольжения в природных деформированных кристаллах в большинстве случаев можно уверенно определить лишь положение плоскостей скольжения *T*. Убедительные данные о направлении скольжения *t* дают лишь правильно ограненные кристаллы, среди деформированного материала встречающиеся редко, разрезы кристаллов и осколки, в которых скольжение сопровождается дополнительными явлениями, например сбросами, двойникованием.

Очень важной задачей исследования природного трансляционного скольжения является выяснение последовательности оживления различных систем скольжения, критериев одновременности или многоэтапности трансляционного скольжения. Выяснить это можно лишь путем геометрического анализа перемещений частей кристалла на участках пересечения следов скольжения. Как известно, перемещение слоев по плоскостям скольжения очень незначительно, и фиксация их требует наблюдения при больших увеличениях.

Сложное скольжение или блокирование, по Д. П. Григорьеву (1958), как известно, выражается в появлении на кристаллах минералов дезориентированных на разные углы блоков, нередко описываемых как иррациональные двойники, полосы деформации, сбросы и т. п. (гл. I, § 4). В природе блокирование проявляется достаточно широко.

В основе механизма переориентации блоков лежит сложное проявление скольжения фаз по нескольким системам скольжения, наступающее после потери кристаллом пластической устойчивости. В результате блокирования кристалл определенным образом фрагментируется на систему блоков, образующих узор, текстуру фрагментации. Происходит как бы превращение монокристалла в поликристалл. Блоки имеют самую различную форму — чаще всего клиновидную и пластинчатую, реже неправильную.

Только по форме блоков деформации и взаимоотношению их с недеформированными участками кристалла можно классифицировать пока типы блокирования, проявляющегося на минералах,

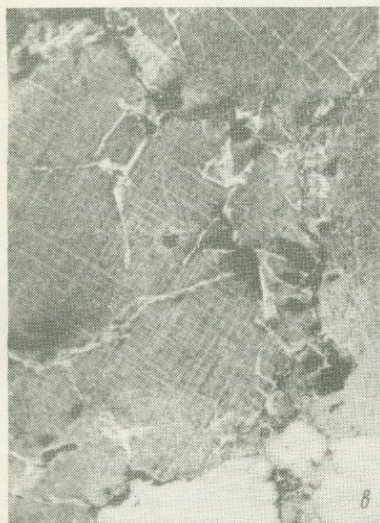
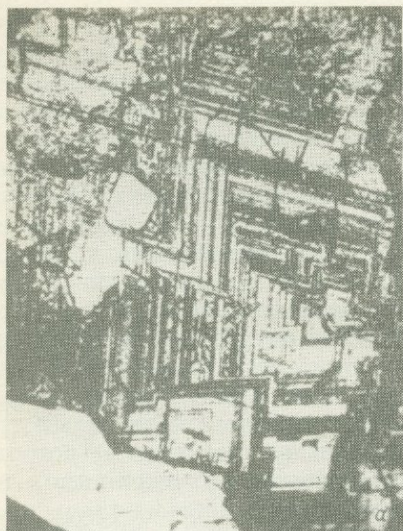


Рис. 118. Плоскости скольжения в кристаллах магнетита из Горной Шории, выявленные искусственным травлением. Проходящий свет. Увел. 120.

выделяя: а) неравномерное блокивание (чередование недеформированных и деформированных областей кристалла, в частности полос сбросов) и б) сплошное блокивание. С увеличением фактического материала по результатам исследования природного блокивания кристаллов минералов эта предварительная эмпирическая классификация, несомненно, будет заменена более строгой.

Если вслед за В. А. Мокиевским с соавторами (1962) обозначать через А недеформированный участок кристалла, через В — деформированный участок с одними системами скольжения и через С — деформированный участок с другими системами, то различные случаи неравномерного блокивания можно представить схемами ВАВАВА..., ВСВСВС . . . , АВА, АВСА, АВСВА и т. п.

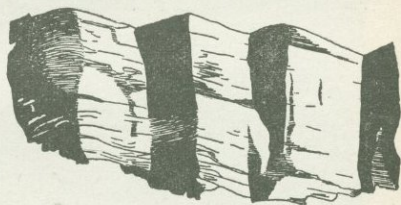


Рис. 119. Пластически деформированный кристалл сподумена в поляризованном свете. Разрез по {110}, на погасание поставлены переориентированные блоки. Увел. 2 (по Головачеву и Мокиевскому, 1966).

В качестве примера можно привести деформированные кристаллы сподумена, описанные А. Ф. Головачевым и В. А. Мокиевским (1966). В них на границах пояса [001] возникли вследствие блокивания флексуобразные складки с довольно четкими границами. Каждая такая складка отражает пластинчатый или клиновидный блок с переориентированной решеткой (рис. 119). В пределах одного индивида приблизительно, в пределах $\pm 5^\circ$, выдерживается угол переориентировки, но в разных индивидах непостоянство углов достигает 30° . Схема деформации образца, показанного на рис. 119, может быть записана как ВАВАВА.

В минералогической практике деформированные полосы, как правило дополнительно упрочненные, называют «швами», «сучками». Особенно охотно эти термины применяются работниками алмазной промышленности, так как полосы типа АВА на алмазах — явление обычное. Часто фиксируются они и на кристаллах других минералов. На рис. 120 показаны сбросоподобные деформированные полосы в полисинтетическом двойнике плагиоклаза. Перемещение недеформированных участков кристалла по этим полосам, происходящее, как и в случае со сподуменом, ступенчато в одном направлении, отчетливо выступает по смещению двойниковых пластинок. Между полосами недеформированные участки также несколько повернуты друг относительно друга на небольшие углы, что показывает ориентировка тех же двойниковых пластинок.

Еще одним примером подобных переориентированных в результате сложного скольжения пластинок, чередующихся с недеформированными участками кристалла, являются широко из-

вестные пластинки и полосы Бёма в кварце² и кристаллах других минералов.

Пластинки Бёма хорошо заметны в шлифах, особенно в толстых, в поляризованном свете (рис. 121). Это темные полосы, иногда представленные несколькими сериями, ориентированными под разными углами, но обычно небольшими по отношению к {0001}. Отдельные пластинки имеют близкую к линзовидной форму. Они проходят или через весь кристалл, или выклиниваются

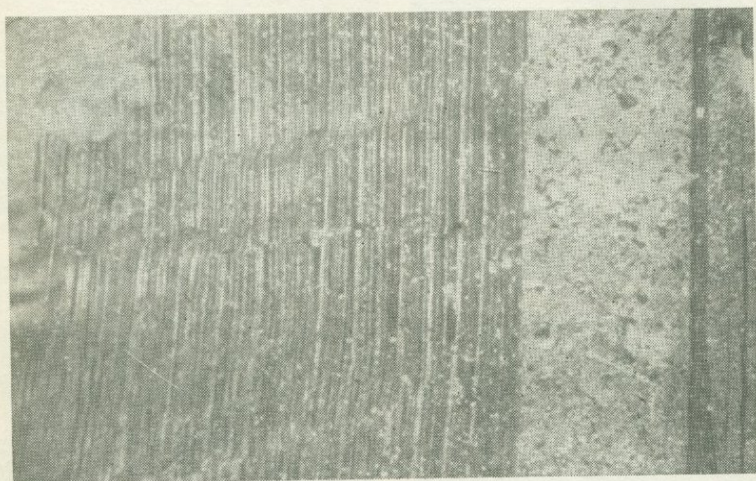


Рис. 120. Полосы сборов в полисинтетическом двойнике плагиоклаза. Габбро. Приполярный Урал. Увел. 120.

к их периферии. Иногда пластинки несколько изогнуты. Очень характерна перпендикулярная или близперпендикулярная ориентировка пластинок по отношению к обычным для кварца зонам волнистого погасания.

Зоны волнистого погасания в кварце, как это видно на рис. 122, также являются клиновидными блоками, переориентированными в результате пластической деформации. Но в отличие от вышеописанных случаев здесь чередование блоков происходит не по типу ВАВАВА. . . , ВСВВСВ. . . и т. п., а по типу ABCDEF. . . , т. е. каждый следующий блок ориентирован по другому, чем предыдущий, и блокирование захватывает все кристаллическое зерно. Строение зерна с волнистым погасанием очень похоже на клиновидное строение экспериментально воспроизводимых полос сброса (гл. I, § 4).

² Заметим, что А. Бём (Voehn, 1883), описывая полосы, имел в виду линии включений в кристаллах, но последующие исследователи пластинками Бёма стали называть пластинки деформации.

Кристаллы, подвергнутые сплошному блокованию с самой различной ориентировкой и формой блоков, известны среди де-

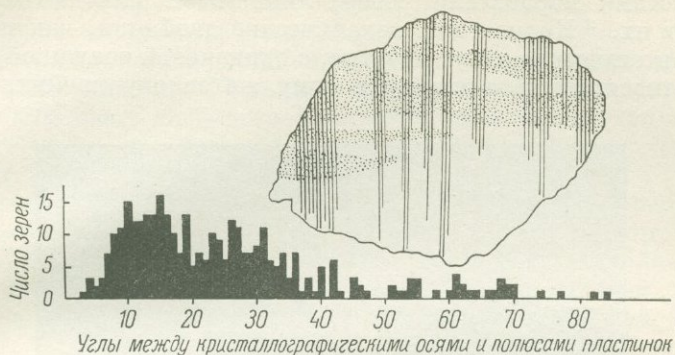


Рис. 121. Пластинки Бёма в кварце (увел. 40) и диаграмма распределения углов их погасания (по Ферберну, 1949).

формированных индивидов самородной серы, галенита, кианита и многих других минералов. Во всех случаях внутри разориентированных блоков устанавливаются отчетливые следы скольжения, часто по нескольким системам. Видимо, и в случае блокования такого хрупкого материала, как кварц, скольжению принадлежит основная роль. Это подтверждается многочисленными экспериментами, в которых доказывается возможность проявления деформации скольжением у кварца.

Механическое двойникование является одним из наиболее распространенных видов пластической деформации минералов в природе. В его классическом виде механическое двойникование проявляется, например, на кальците.

Отличить механические двойники от двойников роста довольно трудно, особенно когда мы имеем дело не с целыми кристаллами, а с их обломками или кристаллическими зернами. Общим признаком меха-

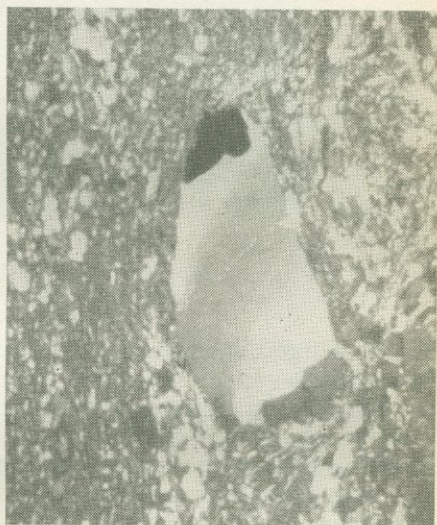


Рис. 122. Волнистое погасание вкрапленников кварца в альбитофире. Приполярный Урал. Увел. 60.

нических двойников является то, что они не контролируются элементами кристалла (пирамидами роста [граней, поверхностями нарастания ребер, линиями нарастания вершин), а секут их.³ Кроме того, механические двойники, как правило, полисинтетические, пластинчатые, с одинаковой толщиной пластинок, относящихся к одному и тому же закону двойникования.

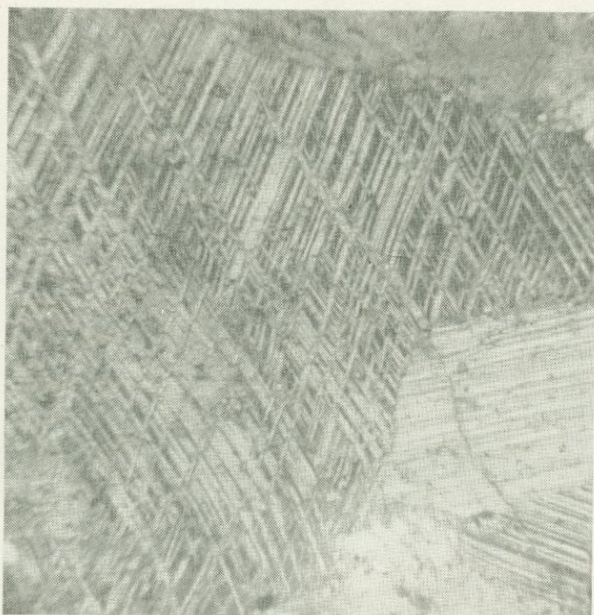


Рис. 123. Механические двойники в кальците с Пайхоя.
Увел. 170.

В большинстве случаев механическое двойникование сопровождается изменением внешней формы кристалла и скульптуры его граней. Очень важными косвенными признаками механического происхождения двойников могут служить более «сильные» деформации сдвойникованных кристаллов (изгиб, разрывы и т. п.), явления механического изменения сопутствующих минералов, катаклиз всего агрегата.

Пластические деформации минералов двойникованием — очень обычное природное явление, испытываемое многими минералами, причем мы постоянно встречаемся со случаями почти идеального рационального двойникования, практически не сопровождаю-

³ Однако в некоторых случаях механические двойники образуются лишь в определенных пирамидах роста.

щегося незакономерной дезориентацией частей кристалла. Возможно, что во многих случаях линии, принимаемые нами за линии выходов плоскостей трансляционного скольжения, при более тщательном исследовании окажутся очень тонкими двойниковыми пластинками. Механические двойники зафиксированы и изучены у очень большого количества минералов (халькозин, аргентит, сфалерит, халькопирит, пирротин, галенит, гематит, ильменит, касситерит, магнетит и др.).

Особенно ярким примером минерала, весьма подверженного механическому двойникованию и очень чутко реагирующего на механическое воздействие, является кальцит. Двойниковое скольжение в нем происходит по любой из плоскостей тупого ромбоэдра $\{01\bar{1}2\}$ в направлении, совпадающим с ребром $(01\bar{1}2)$: $(10\bar{1}1)$, т. е. $[0111]$. Сдвойникованные по этому закону кристаллы встречаются во многих карбонатных деформированных породах (рис. 123). Двойникование по $\{01\bar{1}2\}$, как правило, не сопровождается астеризмом пятен на лауэграммах, если не зафиксирован изгиб пластинок, так как оно выступает в чистом виде. В некоторых случаях устанавливается двойниковое скольжение кальцита по $[01\bar{1}1]$ в направлении $[01\bar{1}2]$, но чаще всего эта система действует как система трансляционного скольжения, а двойникование лишь сопровождает трансляцию (Turner a. oth., 1954).

В индивидах минералов можно наблюдать различные сочетания и взаимоотношения переориентированных двойникованием участков кристалла, сложность которых зависит от степени неоднородности и интенсивности внешнего поля напряжений.

Простые механические двойники, подобные двойникам роста, т. е. состоящие из двух индивидов (одного в первичной ориентировке, второго в двойниковом положении), пока неизвестны. Но такое двойникование в природе может быть осуществлено, например, при деформации кристаллов кальцита, выросших на стенках полостей.

Более обычны двойниковые прослойки, как правило, имеющие пластинчатую форму и возникающие по одной системе двойникования. Эти прослойки параллельны друг другу (рис. 124) и равномерно или неравномерно чередуются с прослойками первичной ориентировки. В случае равномерного чередования двойниковых полосок с непереориентированными механический двойник является полисинтетическим (рис. 124, б).

Сложным считается двойник, в котором действующими являются несколько систем двойникования (рис. 125). Двойниковые прослойки в таких образованиях пересекаются. Двойникование по нескольким системам может происходить как одновременно, так и последовательно. Иногда могут быть обнаружены сложно сдвойникованные кристаллы минералов, в которых по двойникам роста развиваются вторичные механические двойники. На одной из фотографий (рис. 126) видно, как двойник роста кас-

ситерита подвергся механическому двойникованию, обусловившему появление в одном из индивидов множества вторичных полисинтетических двойниковых прослоек. В данном случае закон двойника роста и механических двойников один и тот же — по (101).

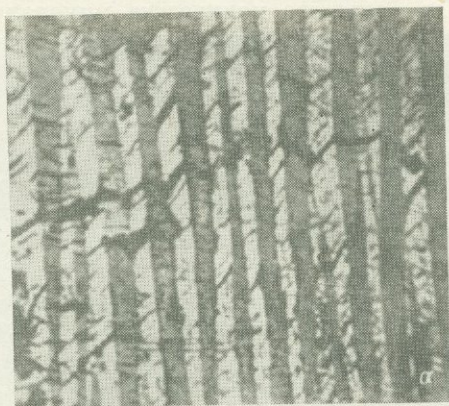


Рис. 124. Механические двойники по одной системе двойникования в антимоните (а, увел. 25) и сульваните (б, увел. 65).

Рис. 127 иллюстрирует образование механических двойников, прослойки которых секут полисинтетические прослойки двойников роста в кристалле плагиоклаза.

Последовательность двойникования по различным системам, очень важная для реконструкции истории минералообразования, может быть установлена лишь на основе специального анализа (гл. I, § 4).

Дополнительным признаком относительного возраста пересекающихся двойниковых прослоек является их толщина, так как

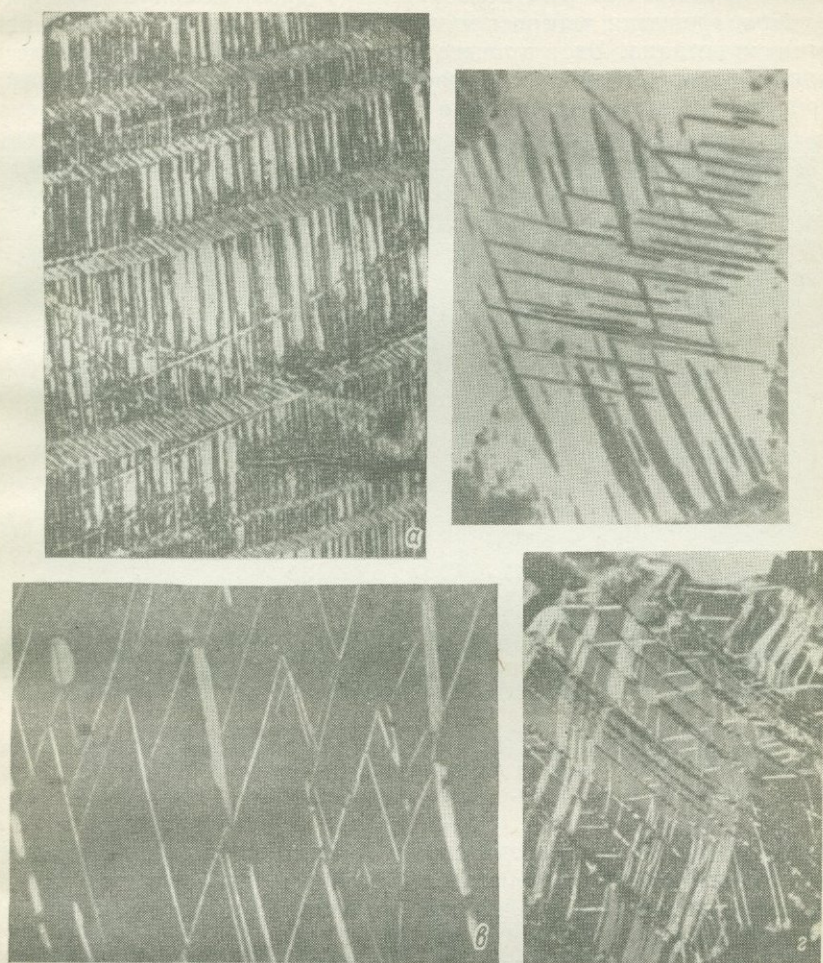


Рис. 125. Сложные механические двойники в минералах (по Рамдору, 1962).

a — халькопирит с двойниками по многим направлениям из Дунчжуань, КНР, увел. 200; *б* — самородный висмут с двумя системами двойников из Кобальта, Онтарио, увел. 190; *в* — миллерит с двойниками по двум направлениям из Элк-Лейк, Онтарио, увел. 350; *г* — ильменит с двойниками по трем направлениям из Уллары, Финляндия, увел. 250.

при двойниковании кристалла по новой системе происходит утолщение прослоек ранних двойников. В кристаллах висмута и миллерита, например, тонкие более светлые двойниковые прослойки возникли позднее широких темных (рис. 125, *a*, *б*).

В случае механического двойникования без изменения формы внутри кристалла появляются правильные или неправильные блоки, решетка которых переброшена в двойниковое положение. Переброс решетки макроскопически не отражается на внешней форме кристалла. Этот процесс может привести к тому, что весь кристалл превратится в свой двойник. Подобными механическими двойниками, возникшими либо в результате сверхвысокого все-



Рис. 126. Двойник роста по e (101) касситерита с вторичными механическими двойниковыми прослойками в поставленном на погасание индивиду. Торговое месторождение, Приполярный Урал. Увел. 120.

стороннего давления, передаваемого на кристаллы через заполняющий минерализационные полости раствор, либо в результате термических напряжений, являются дофинейские двойники кварца (рис. 128).

Отмечаются случаи сложной пластической деформации, когда в одном и том же минеральном индивиду синхронно или последовательно происходит по одним системам трансляционное скольжение, а по другим — двойникование. В частности, это явление наблюдалось на кальците, гематите и других минералах. Определение последовательности процессов в этих случаях не вызывает затруднений (гл. I, § 4). Например, на рис. 129 ясно видно, что двойниковые пластинки в гематите сдвинуты более поздним трансляционным скольжением по (0001).

Как уже говорилось, вследствие неодинаковых прочностных характеристик различные минералы в разной степени воспри-

имчивы к механическим деформациям. Неодинакова способность к двойникованию и различных индивидов одного и того же минерала, испытывающих одинаковые напряжения. В своей практике минералог довольно часто сталкивается со случаями, когда в одном агрегате наряду с сильно деформированными индивидами встречаются и слабо сдвойникованные, и почти не сдвойникованные. Эта особенность легко объяснима с позиций дислокационной

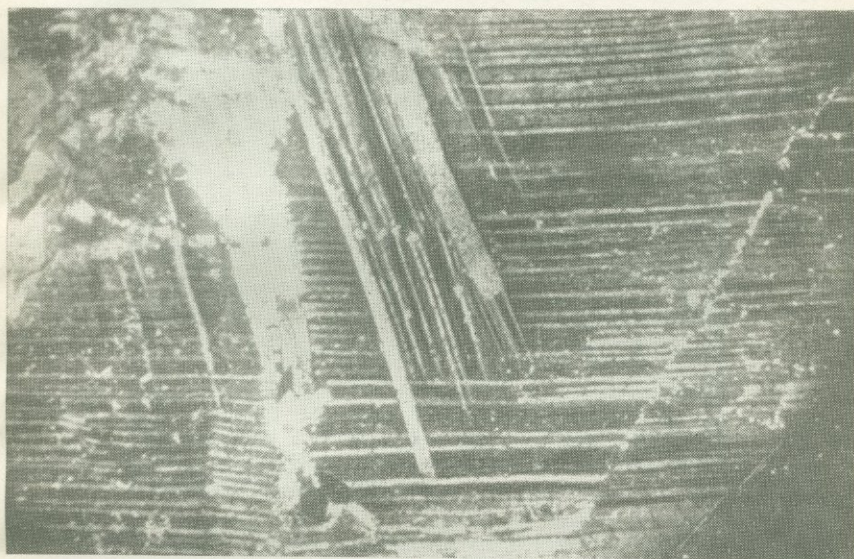


Рис. 127. Полисинтетический двойник роста (n_1), секущийся механическими двойниковыми прослойками (n_2). Плагноклаз из габбро, Приполярный Урал. Увелич. 120.

теории. Е. В. Цинзерлинг (1961) показала на примере кварца зависимость способности к деформации от генезиса минерала, наличия различного рода дефектов, предварительно перенесенных деформаций, кристаллографической ориентировки и других индивидуальных особенностей минералов.

Заметим, что к анализу механических двойников следует относиться с известной долей осторожности, так как они в ряде случаев возникают техногенным путем и могут быть приняты за природные. Давно известны, например, случаи механического двойникования кварца при взрывных работах. По данным некоторых авторов (Lyall, 1966), двойники галенита по $\{441\}$ также обязаны взрывным напряжениям и являются искусственными; по их мнению, двойниковое скольжение по $\{441\}$ невозможно при малых скоростях движений, имеющих место в земной коре. По данным

В. Г. Ушаковского и др. (1967), механические двойники в кварце образуются при распиловке кристаллов. Однако сошлифовка плоскости распила только на 0.02 мм уже приводит к ликвидации двойника.

Во многих случаях пластические деформации минералов выражаются в изгибе кристаллов. Неоднократно описывались изогнутые кристаллы слюды, кварца, кианита (Доливо-

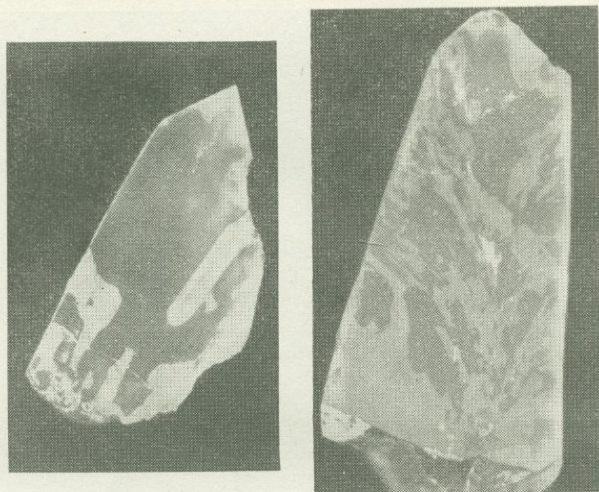


Рис. 128. Дофинейские двойники в кварце. Приполярный Урал.

Добровольский, 1932), самородной серы и многих других минералов. В основе изгиба кристаллов всегда лежат сложные комбинации элементарных процессов (скольжение, рациональное и иррациональное двойникование, полигонизация), вызванных односторонними напряжениями. В некоторых случаях пластические деформации изгибающихся кристаллов сочетаются с хрупким разрушением.

Морфологически выделяются два типа изогнутых кристаллов: с несовершенной и совершенной картиной изгиба.

Кристаллы с несовершенной картиной изгиба выделяются резко заметными внешними отличиями изогнутых участков от недеформированных, наличием на них различных морфологических дефектов, мозаичности в строении. Соотношения между изогнутыми и недеформированными участками непостоянны и незакономерны. Несмотря на несовершенство картины изгиба, радиус изгиба может достигать сравнительно малых величин. Иногда кристаллы изгибаются даже в кольца, как это наблюдалось нами

на сильно деформированном молибдените с Приполярного Урала (рис. 130). Отмечаются переломы, коленообразные, зигзагообразные изгибы.

Во всех случаях при исследовании подобных деформированных кристаллов устанавливается, что основным механизмом их деформации, обуславливающей изгиб, является блокирование с образованием клиновидных блоков. Впечатление изгиба создается распадом деформированных участков на клиновидные блоки не-

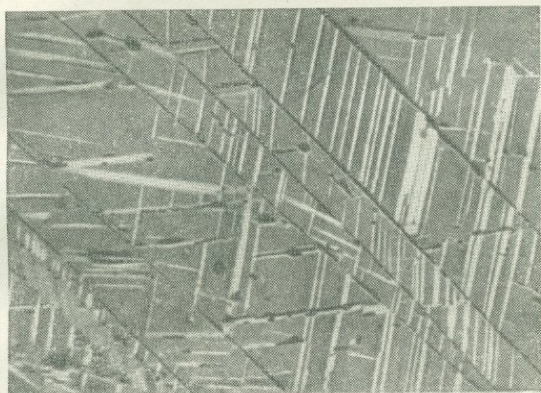


Рис. 129. Сложные двойники гематита, параллельные $(10\bar{1}1)$ с последующим трансляционным скольжением по (0001) из Лупото, Катанга (по Рамдору, 1962). Увел. 225.

скольких порядков, в общей дезориентации которых намечается более или менее закономерная радиальная ориентировка. Границы блоков транслируются на поверхность кристаллов или плоскостей спайности в виде четких ступенек (рис. 131). В оптически анизотропных кристаллах эти клиновидные блоки хорошо заметны в проходящем и отраженном поляризованном свете.

Кристаллы с совершенной картиной изгиба отличаются более или менее равномерным распределением деформаций по всему кристаллу или значительным его участкам, плавными линиями изгиба, отсутствием видимых различий деформированных и недеформированных участков. Эти различия устанавливаются лишь при очень внимательном изучении. На гониометре рефлекс от граней изогнутого кристалла имеют вид непрерывных полос с незначительными местными увеличениями интенсивности отражения. Такие изгибы фиксируются как по внешней форме кристаллов (рис. 132), так и по особенностям их внутреннего строения (рис. 133).

Одним из примеров таким образом деформированных кристаллов являются изогнутые кристаллы серы (Сребродольский, Юшкин, 1967). Они представлены чаще всего столбчатыми двойниками по $\{101\}$, либо листоватыми кристаллами, соединяющими своими концами противоположные стенки минерализованных полостей. Изгиб кристаллов сопровождается появлением на их гранях очень тонкой деформационной штриховки скольжения (рис. 134), фиксирующей плоскости трансляционного скольжения $T \{111\}$ в на-

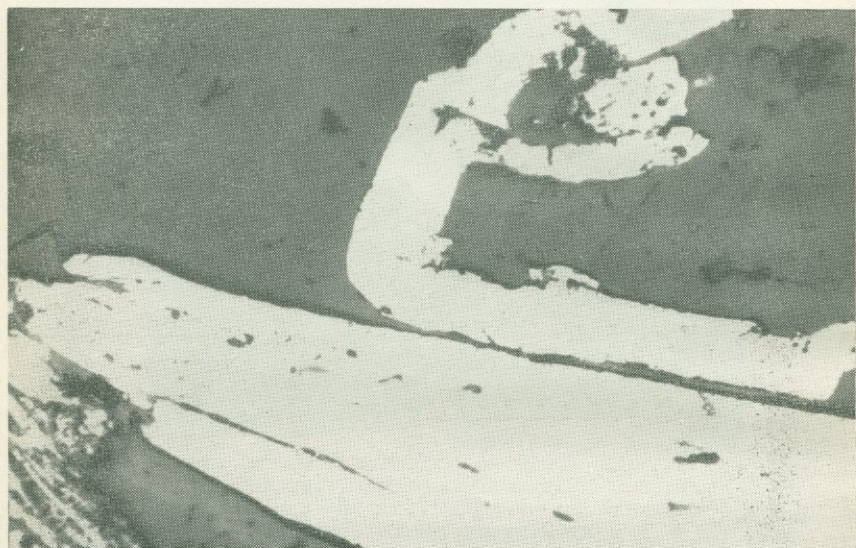


Рис. 130. Изогнутые кристаллы молибденита. Торговское молибден-висмут вольфрамовое месторождение, Приполярный Урал. Увел. 80.

правлении $t [110]$. Скольжение слоев при изгибе кристалла сопровождается изгибом самих слоев и некоторым их поворотом, блокованием, на что указывает резкий астеризм пятен на лауэ-граммах деформированных кристаллов. Следовательно, помимо скольжения, в изогнутых кристаллах серы намечается слабое блокование.

В общем случае в основе деформированных кристаллов с картиной совершенного изгиба лежат пластические деформации с механизмом трансляционного скольжения, как правило, сложного.

Д. П. Григорьевым и И. Н. Матвеевой (1965) описаны своеобразные изогнутые кристаллы кварца, сформировавшиеся при особом сочетании пластической деформации и хрупкого разрушения с последующим залечиванием трещин. Подобные кристаллы были собраны и нами из полярноуральских хрусталеносных жил (рис. 135). Эти кристаллы характеризуются тем, что

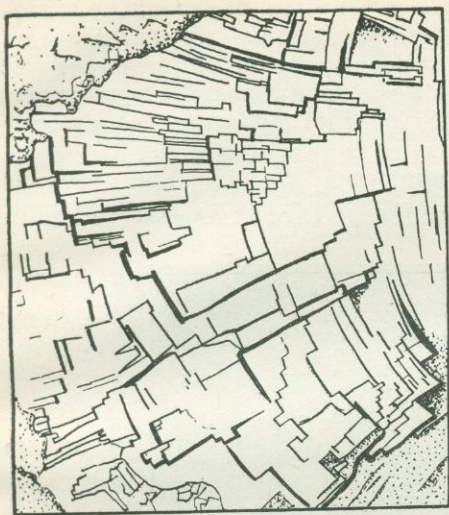


Рис. 131. Изгиб галенита с образованием блоков. Березовское золоторудное месторождение, Урал (по Григорьеву, 1958). Увел. 3.

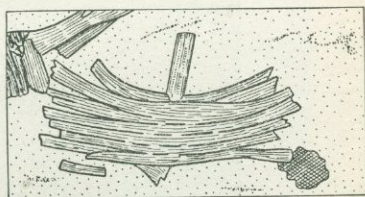


Рис. 132. Изогнутые кристаллы оттрелита в кварце. Приполярный Урал. Увел. 60.

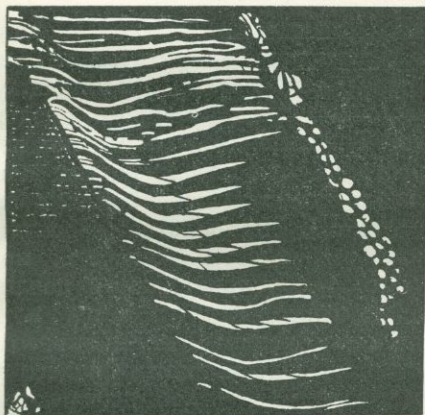


Рис. 133. Изогнутые двойниковые пластинки антимонита. Увел. 80.

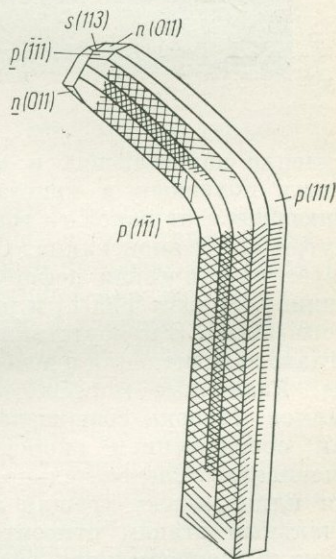


Рис. 134. Изогнутые двойники серы.

содержат участки, представленные изогнутым параллельношестоватым кварцем. Одинаково ориентированные изогнутые индивиды шестоватого кварца являются непосредственным продолжением обычных кристаллов. Они имеют мозаичное строение, отличаются облачным погасанием, замутнены за счет большого количества газовой-жидких включений.

Образование подобных кристаллов Д. П. Григорьев и Н. Н. Матвеева представляют следующим образом. В результате

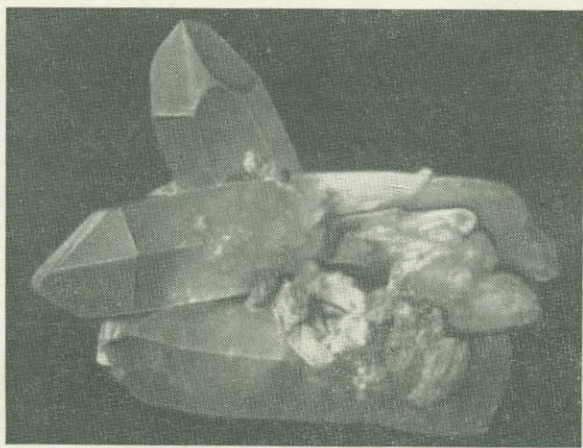


Рис. 135. Изогнутые кристаллы кварца. Приполярный Урал.

медленно нарастающих и многократно повторяющихся тектонических подвижек в кристалле возникают микротрещины, начинающиеся от какой-то точки кристалла и распространяющиеся внутри его в виде клина. Образованию трещин, видимо, предшествует пластическая деформация. Трещины обычно близко перпендикулярны к $[0001]$ и распространяются по плоскостям спайности $\{0001\}$. В присутствии раствора трещины послойно или многолаво залечиваются и исчезают, кристалл приобретает изогнутый вид. Различные морфологические особенности изогнутых кристаллов, степень совершенства изгиба обуславливаются различным соотношением скоростей приоткрывания трещины и ее залечивания. Следовательно, «будучи составным из актов образования клиновидных трещин и актов их залечивания, процесс по начальным этапам относится к разряду хрупкой деформации, но из-за непрерывного восстановления сплошности тела путем залечивания трещин он приобретает в итоге характер как бы пластической деформации» (Григорьев, Матвеева, 1965, стр. 139).

Резюмируя данные по природным пластическим деформациям, можно утверждать, что их механизм в различных случаях обуславливается трансляционным скольжением, сложным скольжением (блокованием и сбросообразованием), механическим двойникованием, а также различными сочетаниями этих элементарных механизмов.

Хрупкое разрушение кристаллов минералов. Агрегаты и индивиды минералов в рудах и породах, испытавших те или иные текто-



Рис. 136. Кристаллы шеелита с трещинами спайности, выполненными кварцем. Приполярный Урал. Увел. 10.

нические воздействия, особенно дизъюнктивного характера, как правило, подвержены хрупкому образованию трещин. Эти явления настолько широко проявляются в природе, что характеризуются специальным термином — катаклаз, правда, применяемым в основном к минеральным агрегатам. Склонность к хрупкому образованию трещин может проявляться не только у хрупких минералов, но и у таких пластичных, как халькопирит, галенит и даже озокерит.

Сложная структура поля напряжений, вызывающих хрупкое разрушение минералов, влияние сопутствующих минералов, разнообразие геологических условий тектогенеза сильно усложняют картину хрупкого разрушения и затрудняют классификацию деформированных таким образом минералов. Однако попытка ее может быть предпринята, если рассматривать свойство хрупкости с двух сторон: с точки зрения морфологии его проявления и с точки зрения характера напряженного состояния.

Морфологически хрупкость кристаллов проявляется в развитии трещин по плоскостям возможной спайности, плоскостям отдельности и не фиксированным кристаллографически направлениям. Кроме того, следует различать сложные случаи разрыва и дробления.

Наиболее легко проявляются трещины по спайности. Они интересны не только тем, что фиксируют наличие хрупкого разрушения и характеризуют поле внешних напряжений, но и позволяют определять ориентировку минерала в агрегате.

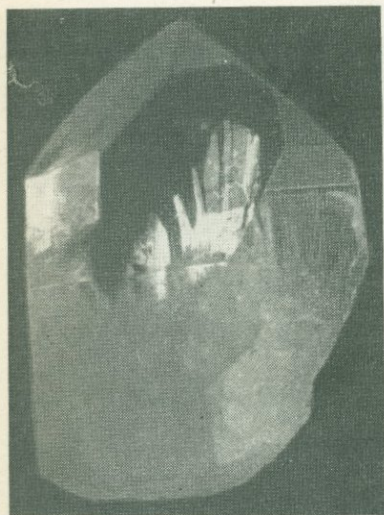


Рис. 137. Трещина в кварце. Приполярный Урал.

В перпендикулярных разрезах трещины спайности, особенно зияющие или залеченные, устанавливаются легко (рис. 136). Трещины в прозрачных минералах фиксируются характерными отблесками (рис. 137) или по наличию природных декорирующих частиц (рис. 138), проникающих в трещину при ее залечивании (минеральное вещество, газово-жидкие включения и т. п.). Расслоения, параллельные наблюдаемой плоскости, во многих прозрачных минералах (гипсе, топазе, слюдах и др.) хорошо видны по радужным наплывам и кольцам (рис. 139). Эти интерференционные кольца, так называемые кольца Ньютона, наблюдаемые в монохроматическом свете, дают возможность измерить толщину полости отражаемой ими трещины. Она вычисляется по формуле

$$2h = (2N - 1) \frac{\lambda}{2},$$

где h — толщина полости; λ — длина волны монохроматического света; N — порядковый номер темного интерференционного кольца.

Следует отметить, что степень совершенства природной спайности часто оказывается не сопоставимой со степенью искусственно воспроизводимой спайности. Например, для галенита по степени совершенства искусственной спайности в порядке ее убывания можно написать следующий ряд: $\{100\} \rightarrow \{111\} \rightarrow \{110\}$. В природе наблюдается совершенно другая исследовательность: $\{110\} \rightarrow \{111\} \rightarrow \{100\}$.

Плоские совершенные разрывы в минералах контролируются не только плоскостями возможной спайности, но и границами

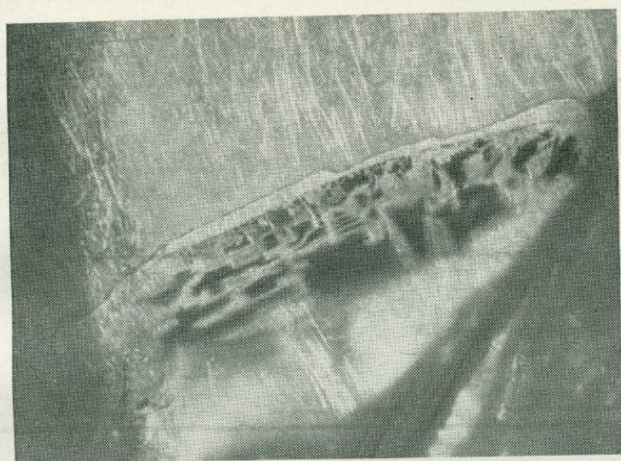


Рис. 138. Трещина по (111) в кристалле самородной серы, оттененная битумом. Шорсу, Средняя Азия.

механических двойников, плоскостями трансляционного скольжения, скоплениями твердых и жидких включений, в общем извест-

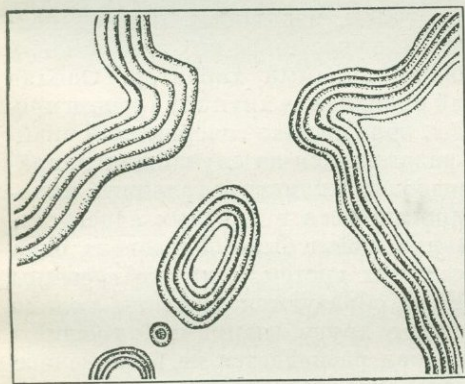


Рис. 139. Радужные кольца в мусковите, отражающие трещины по спайности.

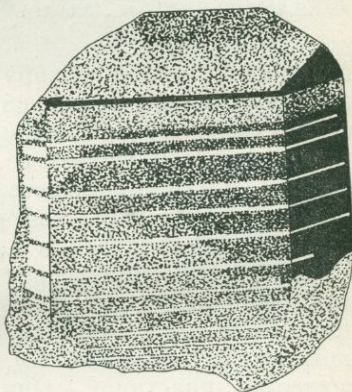


Рис. 140. Полосчатый монацит. Увел. 25 (по Кравченко, 1958).

ными как плоскости отдельности. На рис. 140 представлен полосчатый кристалл монацита, двойниковые светлые полосы на котором декорированы тончайшими трещинками. Г. Т. Кравченко

(1958) считает, что все случаи, когда на кристаллах появлялись грани пинакоида {001}, объясняются расколом кристаллов по этим двойниковым прослойкам. Природное разлистование кварца по плоскостям полисинтетических бразильских двойников описано Г. Н. Вертушковым (1946), трещинки в кальците по плоскостям механического двойникования — А. В. Скропышевым и В. А. Мокиевским (1955). Отличить трещины по плоскостям отдельности от трещин по плоскостям спайности на небольшом количестве зерен бывает довольно трудно. Необходимо исследовать



Рис. 141. Хрупкий разрыв шприта. Приполярный Урал. Увел. 80.

достаточное число индивидов, чтобы правильно установить кристаллографическую ориентировку трещин и проанализировать их положение в кристаллической структуре минерала. В агрегатах рудных минералов эта задача оказывается подчас практически невыполнимой.

Минералы с отсутствующими плоскостями возможной спайности испытывают хрупкий разрыв по самым разнообразным направлениям (рис. 141), определяемым в каждом конкретном случае законом Зонке (гл. I, § 5). Подобные трещины обычно ветвисты, извилисты, прямолинейные участки на них при больших

увеличениях также обнаруживают ломаный характер. Однако специфика геологических условий проявления хрупких трещин приводит к тому, что даже минералы, обладающие совершенной спайностью, не обнаруживают ее, а разрываются по случайным направлениям. Часто описываются подобные индивиды галенита, кальцита, мусковита и др., деформировавшиеся в плотных агрегатах.

В каждом конкретном индивиде может быть образована одна система трещин или несколько таких систем, а также трещины самых разнообразных типов. Если образуются трещины только одной системы, параллельные друг другу (например, трещины спайности или отдельности), минерал распадается на бесконечное множество пластинок. Они передвигаются друг относительно друга, несколько изгибаются, что приводит к разлистованию минерала (рис. 142). Несколько систем пересекающихся трещин, особенно если ограничиваемые ими обломки сдвинуты, повернуты относительно друг друга, создают картину дробления минерала (рис. 143).

Каждый минеральный индивид, подвергающийся хрупкому разрушению, испытывает очень неоднородные напряжения, кар-

тина которых усложняется еще и тем, что минерал деформируется не сам по себе, а будучи заключенным в физически неоднородном агрегате. Все же в каждом конкретном случае наиболее интенсивно действуют какие-либо вполне определенные напряжения: сжимающие, растягивающие, скалывающие, изгибающие.

Типичные случаи хрупкого разрушения минералов под действием различных типов напряжений приведены на рис. 144.

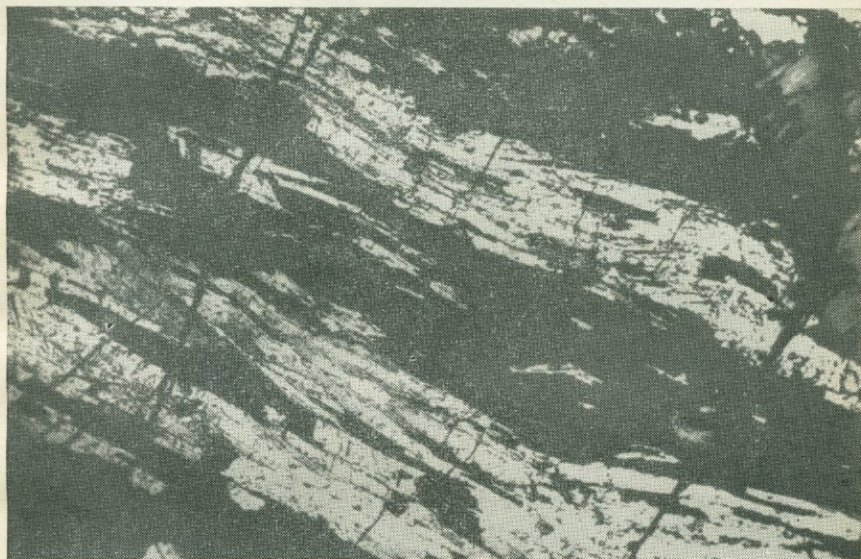


Рис. 142. Разлистованный мушкетовит. Белорецкое месторождение, Горная Шория. Увел. 120.

Сжимающие напряжения приводят к образованию сбросов в минералах, по которым при достижении предела прочности развиваются две системы трещин (рис. 144, а, б): параллельная линии действия сжимающих сил и перпендикулярная или почти перпендикулярная к ней (трещины скола). Открытые трещины при этом образуются редко. Происходит дробление и разлистование кристалла с перемещением обломков по направлению сжатия и перпендикулярно к нему.

Растягивающие напряжения определяют разрыв минерала, его раздвигание на части по линии действия сил (рис. 144, в). Направление трещин в общем случае перпендикулярно направлению растяжения, но на каждом конкретном индивиду определяется положением плоскостей возможной спайности.

Скалывающие напряжения обуславливают скалывание, срез минерала по плоскостям, касательным к направлению скалыва-

ния (рис. 144, *з*). Части кристалла перемещаются параллельно друг другу по плоскости скалывания в направлении действия сил. Трещины скола чаще всего закрытые.

Если одна часть кристалла неподвижна, а другая — испытывает одностороннее действие напряжения, превышающего предел прочности, происходит изгиб кристалла с образованием радиальных клиновидных трещин, направленных к центру изгиба (рис. 144, *д*). Аналогичная картина получается и в том случае,



Рис. 143. Дробление актинолита, сцементированного галенитом и халькопиритом. Заксбергет, Швеция (по Рамдору, 1962). Увел. 60.

если одностороннее движение кристалла в какой-либо точке тормозится возникшими на пути движения препятствиями (рис. 144, *е*).

Более сложные случаи деформаций представляют собой сочетания описанных выше элементарных разрывов. Например, четко видно, что изображенный на рис. 144, *ж* кристалл арсеноспирита испытывал и скалывающие и растягивающие напряжения.

Таким образом, описывая природные хрупкие разрушения, необходимо с кристалломорфологической точки зрения различать разрушение по спайности, отдельности, незакономерным плоскостям, а также сочетание систем трещин разрушения, с генетической — сжатие, разрыв, скалывание, изгиб кристалла и сложные случаи деформаций. Нужно пытаться вводить в эти описания точные количественные характеристики.

Сложные сочетания элементарных процессов деформации. Кристаллы минералов, испытывающие в природных условиях самые разнообразные и постоянно меняющиеся напряжения, в большинстве случаев проявляют более сложные, чем описанные выше

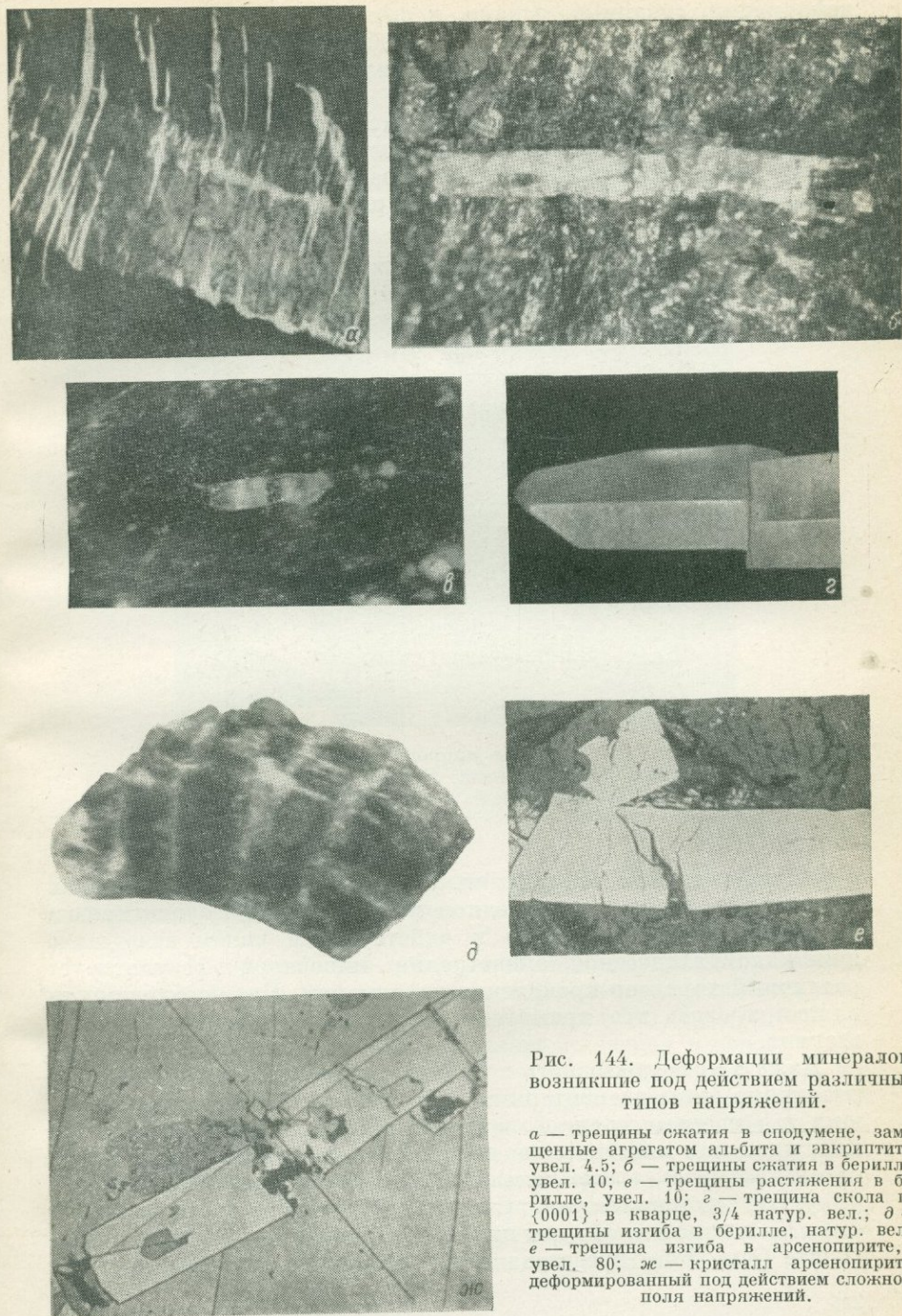


Рис. 144. Деформации минералов, возникшие под действием различных типов напряжений.

a — трещины сжатия в сподумене, замещенные агрегатом альбита и энкрипитта, увел. 4.5; *b* — трещины сжатия в берилле, увел. 10; *c* — трещины растяжения в берилле, увел. 10; *г* — трещина скола по {0001} в кварце, 3/4 натур. вел.; *д* — трещины изгиба в берилле, натур. вел.; *e* — трещина изгиба в арсенопирите, увел. 80; *ж* — кристалл арсенопирита, деформированный под действием сложного поля напряжений.

деформации, сводимые, однако, к сочетанию уже охарактеризованных элементарных. Четкие представления о соотношении различных деформаций уже излагались Д. П. Григорьевым (1961).

На природном материале прослеживаются два типа сложных деформаций — одновременные и разновременные.

При одноактной деформации минерального агрегата индивиды, расположенные в разных участках его, оказываются зачастую

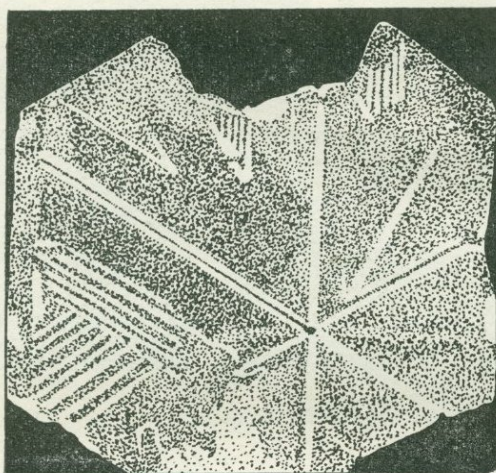


Рис. 145. Фигуры природного давления на кристаллах флогопита. Ковдор (по Римской-Корсаковой и др., 1967).

в разных условиях деформации, что отражается на картине их разрушения. Однако и на одном участке разная ориентировка индивидов по направлению к действующим силам вследствие кристалломеханической анизотропии минералов результирует различным характер проявления деформаций. Нет необходимости иллюстрировать это примерами, с ними мы сталкиваемся постоянно.

Даже в пределах одного и того же индивида могут проявиться различные типы элементарных деформаций. В зонах, прилегающих к трещинам хрупкого разрушения, в минералах часто обнаруживаются пластические деформации (например, двойникование в кальците), а еще дальше от них — области с остаточными упругими напряжениями. Сложную деформационную природу имеют, в частности, фигуры природного удара и давления на флогопите (рис. 145), представляющие собою комбинацию хрупких

расслоений по плоскостям спайности с пластическими деформациями (Римская-Корсакова и др., 1967).

Многokrатное проявление деформаций в геологической жизни минерала еще более усложняет картину. На простое наложение деформаций друг на друга здесь накладывает отпечаток и предшествующее упрочнение минерала, и его «память», и фактор времени, и процессы изменения, имевшие место в периоды между деформациями. Последовательность деформаций, в простых случаях легко устанавливаемая по их взаимоотношениям, например по

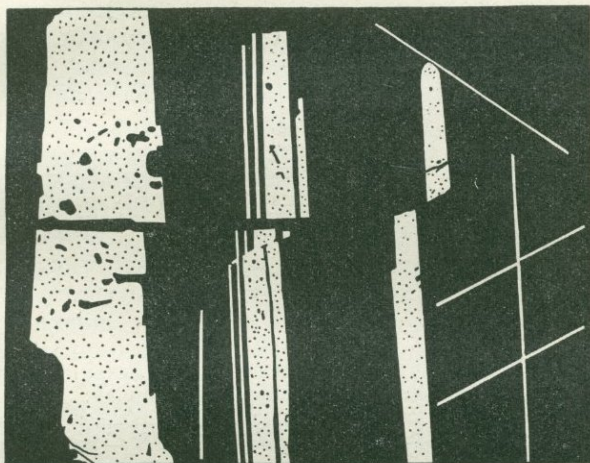


Рис. 146. Микросборы в полисинтетических двойниках сфалерита, развившиеся по трещинам хрупкого разрыва (по Бетехтину и др., 1958). Сев. Кавказ. Увел. 86.

пересечению (рис. 146), в более сложных требует для своего выявления очень тщательного анализа на большом материале.

В заключение еще раз подчеркнем специфичность проявления природных деформаций минералов, выражающуюся, в частности, в том, что они деформируются не индивидуально, а в моно- и полиминеральных агрегатах. Передаваясь через множество индивидов, приложенные к агрегату напряжения прежде чем достичь определенного индивида многократно трансформируются как по величине, так и направлению. Окружающие минерал индивиды также оказывают прямое влияние на характер деформаций. Поэтому, чтобы получить полную картину деформаций, необходимо, во-первых, исследовать их в статистической совокупности, а во-вторых, разобраться в природе как обычных, наиболее распространенных случаев деформации, так и аномальных.

§ 2. Причины, вызывающие деформации минералов в природных условиях (природа полей напряжений в минеральных индивидах)

В комплексе проблем, связанных с анализом геологической роли механических напряжений, как одна из основных выступает проблема генезиса напряжений, проблема природы вызывающих их сил, изученная, к сожалению, лишь в самых общих чертах.

Анализируя напряженное состояние на уровне минерального индивида (кристалла, зерна), необходимо различать три типа сил, создающих поля напряжений (рис. 147):

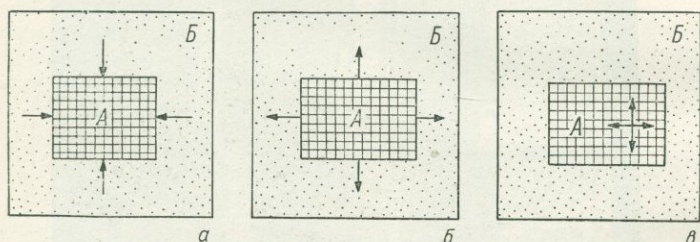


Рис. 147. Три типа сил, создающих поля механических напряжений в минеральных индивидах.

a — внешние силы; *б* — силы минерального индивида; *в* — внутри-минеральные силы; *A* — минеральный индивид; *B* — внешняя среда.

а) внешние силы, источник которых находится не только вне индивида, но обычно и вне агрегата; они передаются на минеральный индивид через окружающую среду, приводя его в напряженное состояние;

б) силы, источником которых является сам минеральный индивид; эти силы вызывают напряжение в окружающей минеральной среде;

в) внутриминеральные силы, возникающие в каких-либо точках внутри индивида и создающие напряжение в отдельных его частях; под их действием напряженным может оказаться весь индивид и даже часть окружающей его среды.

Конечно, провести четкую границу между напряжениями, вызываемыми силами второго и третьего типов трудно, так как минеральный индивид, создавая напряжения в окружающей среде, сам испытывает напряженное состояние. Критериями классификации могут служить уровень, на котором лежит источник механических сил, и причины, определяющие их появление (Юшкин, 1969).

Основное внимание геологов в настоящее время привлекают силы первого типа, которые можно рассматривать как внешние

не только для минералов, но и для большей части геологических систем. К ним относятся: гравитационные силы статических нагрузок на минерал вышележащих минеральных масс и силы тектонических нагрузок (статических, динамических и ударно-взрывных), связанных с перемещением минеральных масс в земной коре. Эти силы создают в горных породах широкие, резко выраженные анизотропные поля напряжений, относительно хорошо изученные благодаря успехам структурной петрологии, геотектоники и геофизики.

Гравитационные силы статических нагрузок на минерал вышележащих минеральных масс. Давление вышележащих пород, закономерно увеличивающееся с глубиной, является весьма существенным фактором, определяющим деформации минералов. Многие исследователи замечали, что минералы пород, залегающих в нижних частях разреза, деформированы значительно сильнее, чем из верхних частей. Эту закономерность на примере древних толщ юго-запада Русской платформы подметил, например, А. В. Коцелиович (1965).

В результате статического давления пород минералы испытывают как хрупкое разрушение, так и пластические деформации. Однако резко преобладают пластические, так как высокое всестороннее давление повышает пластичность минералов. Особенно интенсивно деформируются слюды. Их пластинчатые кристаллы бывают сильно изогнутыми. Под влиянием давления слюды облекают лежащие под ними зерна более устойчивых минералов, приспособляясь к их форме и создавая впечатление межбластовой структуры. Кроме того, пластинки слюд сдавливаются соседними зернами и гофрируются. Очень четко заметны изгибы двойниковых полос плагиоклаза, скольжение полос по плоскостям раздела двойниковых индивидов, механическое двойникование кальцита, появление микросдвигов и другие явления.

Хрупкое разрушение выражается в дроблении наиболее хрупких минералов, в первую очередь кварца и полевых шпатов. Смещения обломков относительно друг друга, как правило, незначительны. Сравнительно часто минералы (например, микролин) разрушаются по спайности и разлистываются.

Силы тектонического порядка. Эти силы, вероятно, являются главным видом сил, вызывающих деформацию минералов. По времени действия (скорости процесса) можно все тектонические процессы объединить в три группы: статические, динамические и ударно-взрывные.

Статические силы характеризуются большой длительностью действия и значительным плавным изменением интенсивности. Они возникают при медленных эпейрогенических колебаниях и при формировании пликативных структур. В результатах действия этих сил очень много общего с действием сил, возникающих при статическом давлении вышележащих пород. Установить,

какой вид этих сил ответственен за деформации минералов можно лишь с помощью широких региональных структурных исследований.

Динамические силы со сравнительно коротким временем действия и быстрым изменением интенсивности возникают в основном при дизъюнктивных тектонических процессах: при образовании сбросов, взбросов, надвигов, зон дробления. Они более локальны, чем статические. В зонах максимума (непосредственно в зонах дизъюнктивных нарушений) эти силы вызывают преимущественно образование трещин и дробление минералов со значительными перемещениями обломков. С удалением от зоны нарушений, где интенсивность напряжений снижается, хрупкое разрушение сменяется постепенно затухающими пластическими деформациями. Например, зоны дробления в известняках с передробленным кальцитом нередко окружены ореолом механически сдвоенного кальцита. Такие же ореолы наблюдаются и по периферии трещин сжатия.

Ударно-взрывные силы, возникающие при землетрясениях, характеризуются большой интенсивностью и почти мгновенностью действия. К сожалению, вызываемые ими деформации минералов почти не изучены. Можно, однако, предположить, что распространение взрывных волн по аналогии с искусственными взрывами вызывает как хрупкое разрушение, так и пластические деформации. На примере гнейсов структуры Карсуэлл в Канаде было показано (Curtie, 1967), что ударные напряжения приводят к блокованию кварца и полевых шпатов и образованию в них микротрещин. Выше мы упоминали, что по экспериментальным данным (Lyal, 1966) механические двойники галенита по {441} возникают лишь при очень высоких скоростях взрывных волн. Возможно, что природные их проявления, описанные, например, Д. П. Григорьевым (1958) и другими исследователями, вызваны именно ударно-взрывными напряжениями.

Нет необходимости останавливаться на характеристике напряжений тектонического порядка более подробно. Они достаточно детально рассматриваются в неоднократно цитированных выше руководствах по структурной петрологии. Отметим лишь, что напряжения, аналогичные тектоническим (динамическим и даже ударно-взрывным), возникают также при обвальных и оползневых явлениях, обуславливая соответствующие деформации минералов.

Создаваемые силами второго и третьего типов локальные, но интенсивные поля напряжений, определяющие многие особенности геологических процессов, изучены очень слабо и обычно не учитываются в минералогическом анализе. В связи с этим представляется необходимым обратить более серьезное внимание на последние два типа сил.

Силы, источником которых является минеральный индивид, можно рассматривать как силы минерального индивида, возникающие при кристаллизации и перекристаллизации минералов (кристаллизационная сила) и при физико-механических изменениях минерала, вызванных соответствующими изменениями в среде (силы минеральных превращений).

Кристаллизационная сила минералов. Способность растущих кристаллов оказывать давление на возникшие препятствия была

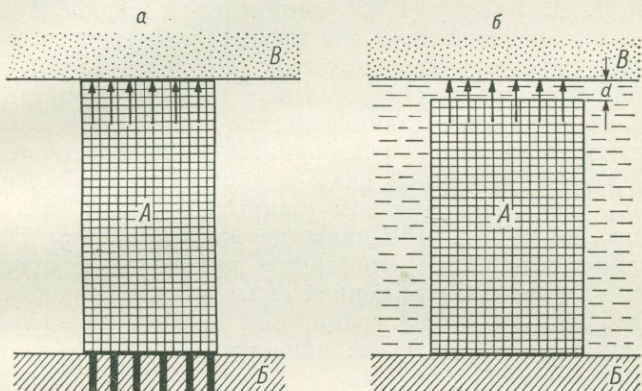


Рис. 148. Два случая проявления кристаллизационной силы минералов.

а — рост кристалла на пористой подложке; б — рост кристалла в растворе; А — кристалл; Б — подложка; В — препятствие.

подмечена Дж. Беккером и А. Деем (Becker a. Day, 1905), что послужило объектом длительной оживленной дискуссии о величине и особенностях проявления так называемой кристаллизационной силы. Остроумные эксперименты А. В. Шубникова (1935), И. Н. Фридляндера и Н. А. Высоцкой (1948) и В. Я. Хаймова-Малькова (1959) не только показали реальность кристаллизационной силы, но и позволили подойти к теоретической оценке ее величины. Предварительный анализ роли кристаллизационной силы в некоторых минералогенетических процессах дан Д. П. Григорьевым (1950, 1961). Однако исследование кристаллизационной силы все еще находится в самом зачаточном состоянии.

Наиболее резко кристаллизационная сила минералов проявляется при росте кристаллов на пористых средах (рис. 148, а), например, на стенках пустот в породе, когда минералообразующий раствор не заполняет полости, а медленно диффундирует к их стенкам, полностью затрачивая растворенное вещество на кристаллизацию. В этом случае кристалл растет только своим основанием и принимает поэтому игольчатый облик. Упираясь головкой в препятствие, кристалл развивает кристаллизационное

давление и отодвигает препятствие или деформирует его, если сопротивление последнего P меньше величины кристаллизационной силы π . При $P \geq \pi$ кристалл прекращает свой рост, но если кристаллизационная сила превышает его собственный предел упругости, он может продолжать рост, сам деформируясь при этом.

При свободной кристаллизации минерала в растворе или расплаве (рис. 148, б) давление от кристалла A передается на препятствие B через тонкую пленку раствора d . Согласно теории Б. В. Дерягина и Л. Д. Ландау (1945), тонкий слой жидкости толщиной менее 0.15 мк, разделяющий две твердые поверхности, не только приобретает присущую твердому телу упругость формы, но и развивает дополнительное к кристаллизационному расклинивающее давление. Механическое взаимодействие кристалла и препятствия определяется, во-первых, разобранным выше соотношением величин кристаллизационной силы и сопротивления препятствия, во-вторых, условиями питания «закрытой» грани, находящейся под препятствием, т. е. устойчивостью жидкой пленки. Прекращение питания приводит к срастанию кристалла и препятствия.

Величина кристаллизационной силы, численно равная такому давлению груза на 1 см² грани, при котором прекращается ее рост, определяется (без учета анизотропии кристалла и среды) формулами Хаимова-Малькова:

$$\pi = \frac{kT}{v} \ln c/c_0 \quad (\text{в случае кристаллизации из раствора})$$

или

$$\pi = \Delta T Q / T_0 v \quad (\text{в случае кристаллизации из расплава}),$$

где k — постоянная Больцмана; v — удельный объем; c/c_0 — пересыщение; Q — теплота кристаллизации; T — температура; T_0 — обычная температура плавления; ΔT — переохлаждение.

Из этих соотношений, подтвержденных экспериментальными данными, вытекает, что даже при небольшом переохлаждении (0.5°) или пересыщении (1.1) развивается значительная кристаллизационная сила — около 8 кГ/см². Кристаллизация минералов в природе происходит и при несравнимо больших переохлаждениях и пересыщениях. Следовательно, кристаллизационная сила в ряде случаев может выступать как один из решающих факторов деформации минералов.

Особенности проявления кристаллизационной силы можно иллюстрировать многочисленными минералогическими примерами, и наиболее яркий из них — раздвигание трещин растущими только основанием на их пористых стенках игольчатыми кристаллами. Еще А. Брейтгаупт (Breithaupt, 1848) подметил интересное явление приподнимания галек и обломков пород растущими под ними ледяными стебельками, позднее оно изучалось Э. М. Бонштедт (1921) и многими другими исследователями. Точной оценки кристаллизационной силы льда нет, данные разных исследова-

телей варьируют от сотен миллиграммов до килограммов на квадратный миллиметр. Можно уверенно говорить лишь о том, что эта сила очень велика, так как игольчатые кристаллы в параллельношестоватом агрегате коллективными усилиями разрушают бетонные покрытия дорог, стены строений.

Подобное давление на препятствия, сопровождающееся поднятием плотной солевой корки, наблюдается при кристаллизации под нею гипса, эпсомита, натриевой селитры в пустынных районах Средней Азии в результате инсоляционного подтока растворов к земной поверхности.

Примечательная особенность этого явления заключается в том, что кристаллизационная сила развивается лишь у минералов, растущих в тонко пористых средах (глины), в песчаных толщах рост кристаллов происходит, видимо, всей поверхностью, и они не отталкивают препятствия, а захватывают их. Можно предположить, что в большинстве случаев поперечноволоконистые агрегаты второго рода, по Д. П. Григорьеву, характеризующиеся отсутствием зон геометрического отбора в основании игольчатых индивидов, растут в подготовленных ими самими полостях. Доказано раздвигание трещин волокнами гипса (селенита), асбеста, кварца и других минералов.

Нередко упирающиеся в стенку полости кристаллы, растущие за счет подтока питающего вещества к их основанию, сами деформируются. Особенно отчетливо это выражается на волокнистых кристаллах пластичных минералов, особенно сульфатов. Деформация кристалла под действием собственной кристаллизационной силы происходит не только после упора его в препятствие. Часто кристалл становится настолько большим, что его внешняя часть выступает как препятствие для своего же растущего корня. Образуются своеобразные формы закручивания и расщепленные агрегаты (Малеев, 1966; Лазаренко, Сребродольский, 1966). Видимо, так же объясняются зоны деформаций и дофинейские двойники в основании некоторых кристаллов кварца (рис. 149).

Минералогические примеры проявления кристаллизационной силы кристаллов, растущих в растворе или расплаве всей контактирующей с ним поверхностью, также довольно многочисленны. Г. Л. Поспеловым и П. И. Кушанской (1965) открыто и изучено явление механического разрушения пород кристаллами, развивающимися при встречной диффузии реагентов. Значение этого явления трудно переоценить. Общеизвестны случаи расширения трещин кристаллизующимся льдом. Аналогичную картину можно наблюдать и в минеральном мире, например, когда кристаллизующийся в трещинах кристаллов шеелита кварц раздвигает обломки шеелита (рис. 136). Проявление кристаллизационной силы фиксируется изгибом и расщеплением пластинчатых минералов (графита, слюд) около растущих в них метакристаллов пирита. К деформациям минерала под действием собственной кристаллизационной

силы следует отнести некоторые случаи волнистого погасания кварца в периферии его зерен, образование зон деформации в головках кристаллов, растущих в полостях (рис. 150), некоторые типы расщепления кристаллов расклинивающим действием механических частиц и т. п.

Приведенные примеры показывают, что при кристаллизации минералов под действием их кристаллизационной силы создаются



Рис. 149. Зона деформаций в основании кристалла кварца. Приполярный Урал. Натур. вел.

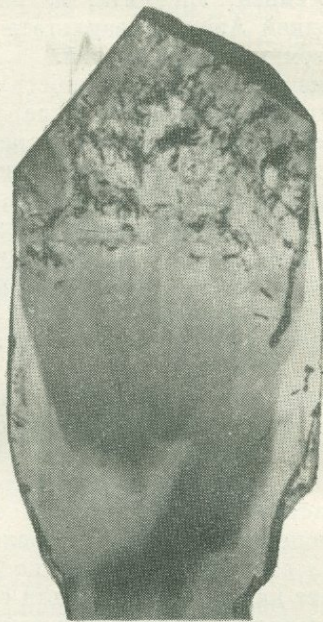


Рис. 150. Зона деформации в головке кристалла кварца. Приполярный Урал. Натур. вел.

довольно интенсивные поля напряжений в окружающей минерал твердой среде и в самом минерале. Эти поля анизотропны, что в первую очередь определяется анизотропной природой порождающей их кристаллизационной силы.

Силы минеральных превращений. Эти силы развиваются вследствие изменения физического или химического состояния минерального индивида. Непосредственной причиной механического воздействия минерала на окружающую среду является изменение его объема, вызванное соответствующим процессом минерального превращения (термическое изменение объема, модификационные переходы, замещение и псевдоморфизация, обезвоживание, метамиктный распад).

Термическое изменение объема минерального индивида определяется величиной коэффициента объемного термического расширения минерала и величиной скачка температуры в окружающей среде. Коэффициенты объемного термического расширения разных минералов неодинаковы, поэтому минерал с большим приращением размеров будет оказывать давление на соприкасающиеся с ним индивиды других минералов. Галенит, например, с коэффициентом объемного термического расширения при 100° равным 0.45%, может вызвать деформации в сфалерите (0.18%), пирротит (0.53%) — в халькопирите (0.42%) и пирите (0.21%), гематит (0.19%) — в магнетите (0.07%) и т. п.

Тепловое расширение кристаллов анизотропно. Зависимость коэффициентов теплового расширения от направления описывается формулой А. В. Шубникова (1956)

$$\alpha' = \alpha_1 c_1^2 + \alpha_2 c_2^2 + \alpha_3 c_3^2,$$

где $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ — главные коэффициенты теплового расширения; c_1, c_2, c_3 — направляющие косинусы.

Это уравнение дает возможность по известным главным коэффициентам расширения $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ найти коэффициент α' для любого кристаллографического направления, определяемого косинусами c_1, c_2, c_3 , и построить теоретически поверхность коэффициентов расширения кристалла. Построение таких поверхностей для кристаллов разных сингоний выполнено А. В. Шубниковым (1956).

Охлаждение минералов, как и следует ожидать, приводит к сокращению их объема и изменению направления действия механических сил на противоположное.

Генерирование полей напряжений в результате термического изменения объема минералов наиболее наглядно иллюстрируется взаимоотношениями минерала-узника и минерала-хозяина, имеющими разные коэффициенты объемного термического расширения и сжатия. А. Вильямс (Williams, 1932). Ю. Л. Орлов (1959), А. В. Варшавский (1968) и другие исследователи неоднократно обращали внимание на ореолы двупреломления, возникающие в кристаллах алмаза вокруг твердых включений. Ореолы отражают поля упругих напряжений, возникшие в алмазе на границе с включением при падении температуры и обусловленные различием коэффициентов термического сжатия алмаза и минералов-узников. Анализ оптической картины изоклин в ореоле двухпреломления указывает на радиально-концентрическое растяжение нормальных напряжений вокруг кристалла (радиальное растяжение и концентрическое сжатие). Поля упругих напряжений возникают вокруг включений любых минералов за исключением графита и алмаза в алмазе. Но если ориентировка алмаза-узника не параллельна ориентировке алмаза-хозяина, вокруг него также наблюдается небольшой ореол двупреломления. Близко сгруппирован-

ные множественные включения генерируют очень сложное и неоднородное групповое поле напряжений.

Довольно часто термические напряжения разрешаются хрупким разрушением минерала-хозяина (рис. 151).

Предпринимались попытки использовать ореолы двупреломления вокруг включений в качестве геотермометра и геобарометра

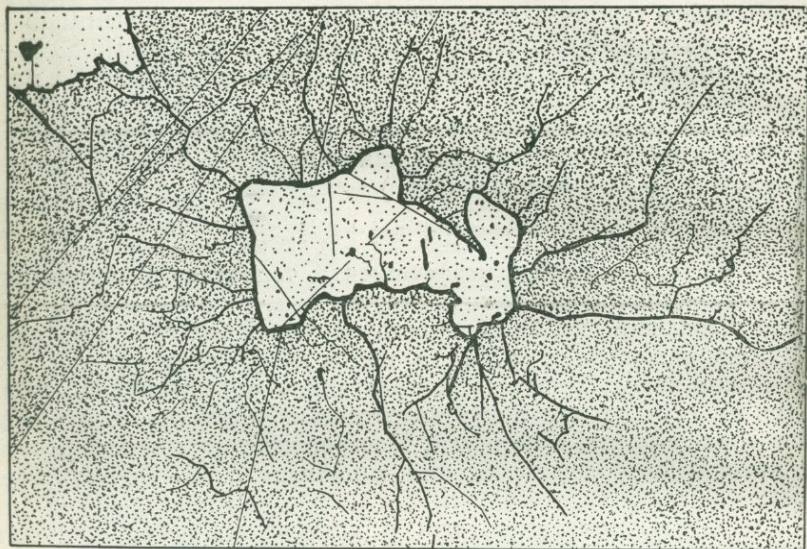


Рис. 151. Трещины хрупкого разрушения скуттерудита около включения самородного висмута (по Рамдору, 1962), возникшие в результате термического изменения объемов минералов (Бибер в Гессене, ФРГ). Увел. 250.

(Hutchison, 1967). Нагревая изотропный минерал с ореолом двупреломления вокруг включений, можно достичь исчезновения ореолов, при котором объемы минерала-хозяина и минералов-узников возвращаются к таковым в момент срастания. Сравнением измеренной в этот момент температуры с экспериментальными кривыми равных объемных изменений соответствующей минеральной пары можно оценить величину температуры и давления в момент врастания включений. Конечно, этот метод требует дальнейшей доработки, особенно накопления экспериментальных эталонных данных.

Модификационные превращения минералов, как правило, сопровождаются изменением объема. Например, увеличение объема при изменении β -кварца в α -кварц составляет около 4.5%. Так же как и при термическом изменении объема, минерал, претерпевший модификационное превращение, может породить анизотропное

поле напряжений в окружающей среде. Однако в природе такие случаи пока не обнаружены.

Замещение и псевдоморфизация минералов почти постоянно происходят с изменением объема новообразований, обусловленным многообразными причинами. Одна из таких причин — изменение структурной постройки новообразованного минерала по сравнению с замещенным. Переход коэзита в кварц, например, требует увеличения объема на 9.5% и должен вызывать в связи с этим деформацию окружающей среды. Этим явлением Б. В. Чесноков и В. А. Попов (1965) объясняют природу радиальных трещин вокруг включений кварца в гранате, омфаците и глаукофане из экологитов Южного Урала. Пластины мусковита, замещающиеся по краям лепидолитом, в результате приращения объема последнего изгибаются, гофрируются (Григорьев, 1964).

На другую причину образования зон деформации вокруг замещаемых индивидов указал недавно А. Г. Жабин (1966). Она заключается в эффекте Киркендала, проявляющемся на границе двух фаз, реагирующих диффузионным способом. При неравномерном обмене диффундирующим материалом между фазами (гетеродиффузия), фазовая граница и фронт замещения перемещаются в ту сторону, куда направлена большая скорость диффузии. Ей предшествует фронтальная зона увеличения объема, а в тылу находится зона усадки. В этом состоит морфологическое проявление эффекта Киркендала. Зоны с трещинами усадки, обязанные своим происхождением эффекту Киркендала, весьма обычны в псевдоморфозах борнита по халькозину, кёхлинита по бисмутиту и других из зон окисления сульфидных месторождений (рис. 152).

Гидратация и дегидратация минералов, протекающие с изменением их объема, вызывают механический эффект, аналогичный термическому. В природе мы чаще всего сталкиваемся с результатом дегидратации, типичным следствием которой являются трещины усыхания в минеральных агрегатах.

Метамиктный распад минералов как фактор создания полей напряжений в окружающей их среде исследовался Б. В. Чесноковым (1956), П. Рамдором (1962), В. Хэйзлом (1966) и др. Этот процесс, как известно, сопровождается довольно значительным приращением объема минерала, достигающим, например, для случая с пирохлором 30%.

Если кристаллы метамиктного минерала включены в пластичную среду, например в биотит, вокруг его зерен в биотите наблюдаются наряду с общеизвестными плеохроичными дворицами зоны смятия, образованные пластическими деформациями. По величине этих зон можно определить приращение объема минерала при метамиктном распаде (Чесноков, 1956).

Если метамиктные минералы включены или окружены хрупкими, в последних приращение объема метамиктного минерала вызывает образование трещин хрупкого разрушения. В общем

случае вокруг изометричного зерна метамиктного минерала-узника в кристалломеханически изотропном минерале-хозяине должна образовываться система радиальных трещин. Однако вследствие анизотропии минерала-хозяина трещины возникают преимущественно по плоскостям их спайности. С другой стороны, форма метамиктных минералов-узников не всегда изометрична, и трещины по их периметру распределяются неравномерно. Вокруг удлинённых кристаллов они сгущаются у концов, особенно около

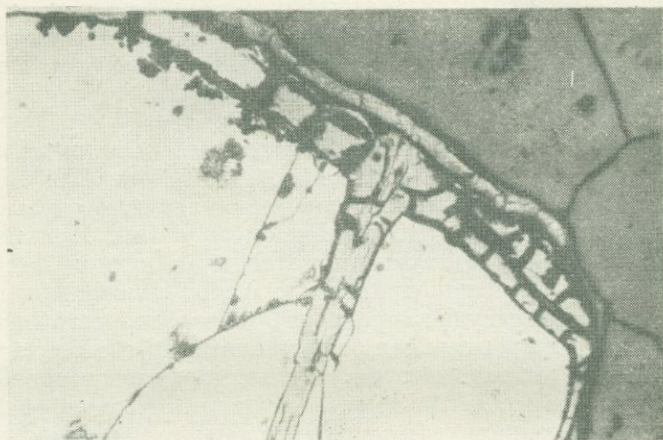


Рис. 152. Зона трещиноватости в полиминеральной бисмит-бисмутит-кёхлинитовой псевдоморфозе по айкиниту. Приполярный Урал. Увел. 60.

вершин, и заметно разрежены у середины призматических граней. Все это в значительной мере усложняет идеальную картину распределения и ориентировки трещин (рис. 153).

Метамиктный распад минерала может вызвать деформации не только в окружающих индивидах, но и в самом распадающемся индивиде. Это происходит в тех случаях, когда радиоактивные элементы распределяются в индивиде неравномерно, и поэтому метамиктный распад протекает в разных участках с неодинаковой интенсивностью. Пример такого кристалла циркона приведен на рис. 154.

Внутриминеральные силы в отличие от рассмотренных выше сил минерального индивида создают преимущественно не внешние, а внутриминеральные поля напряжений, охватывающие или весь индивид, или отдельные части его. В некоторых случаях внутриминеральные силы настолько велики, что внутренние поля напряжений выходят за пределы индивида во внешнюю среду. Генезис внутриминеральных сил может быть

обусловлен как особенностями самого индивида, так и изменениями во внешней среде.

Выше мы разобрали ряд примеров, иллюстрирующих генерацию внешних полей напряжений минеральными индивидами, изменяющими свой объем в результате различных минералогенетических процессов. Если такой расширяющийся минерал находится как минерал-узник в каком-либо минеральном индивиде, то созда-



Рис. 153. Радиальные трещины хрупкого разрушения биотита вокруг включений ортита, возникшие в результате метамиктного распада и увеличения объема ортита (биотитовый амфиболит, Приполярный Урал). Увел. 120.

ваемое им внешнее поле напряжений может рассматриваться как внутреннее для минерала-хозяина. Следовательно, все рассмотренные выше механизмы могут быть причиной напряженного состояния минеральных индивидов, содержащих механические включения. Однако подобные поля напряжений не могут быть строго определены как внутриминеральные. Они все же генерируются на уровне минерального индивида (минерала-узника), а не на уровне каких-то элементов минерала.

Рассмотрим основные механизмы генерации напряжений, не связанных с минеральными включениями.

Микронапряжения вокруг дислокаций. Как установлено в последнее время (Напряжения и дислокации. . . , 1962), микронапряжения вокруг дислокаций являются основным видом внутренних напряжений в кристаллах. Каждая индивидуальная дислокация вызывает локальное искривление решетки кристалла внутри контура Бюргерса, становясь источником элементарного поля

внутренних напряжений (рис. 155). Скопления дислокаций генерируют сложное из элементарных групповое поле внутренних напряжений, интенсивность и форма которого зависят от конституции кристалла, вида и распределения дислокаций. Интенсивность элементарных полей внутренних напряжений довольно высокая. Например, скачок напряжений около краевой дисло-

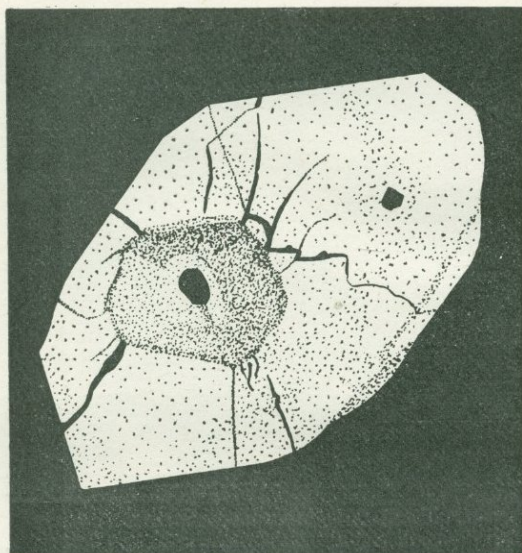


Рис. 154. Трещины разрыва во внешней кристаллической зоне циркона, радиально расходящиеся от увеличивающегося в объеме метамиктного ядра (по Рамдору, 1962). Увел. 250.

кации в кристалле рубина оценивается примерно в 1.7 кГ/мм^2 (Индебом, Томиловский, 1957).

Дислокации могут возникать в процессе роста кристаллов, их поля напряжений в таком случае рассматриваются как первичные, сингенетичные кристаллу. Основная масса «первичных» дислокаций заимствуется минеральным индивидом от затравки, кроме того, на поверхности затравки или того субстрата, на котором индивид растет, по неясным пока причинам (возможно, вследствие структурной несовместимости минерального индивида и субстрата) происходит спонтанное зарождение дислокаций, переходящих в растущий кристалл. Скопления дислокаций контролируются твердыми, жидкими и газообразными включениями, неравномерно распределенными изоморфными примесями, границами

двойников роста, блоков мозаики, регенерирующимися трещинами и другими дефектами.

Последующие химические и физические воздействия на минерал могут вызвать перераспределение дислокаций, их размножение, зарождение новых, определяя изменчивость поля внутренних напряжений, связанных с дислокациями. Это оказывает существенное влияние и на механическую историю минерала. Например, повышение температуры вызывает массовое передвижение дислокаций из плоскостей скольжения в более равновесные конфигурации — вертикальные стенки. Происходящее при этом сложение элементарных полей дислокационных напряжений в локальных

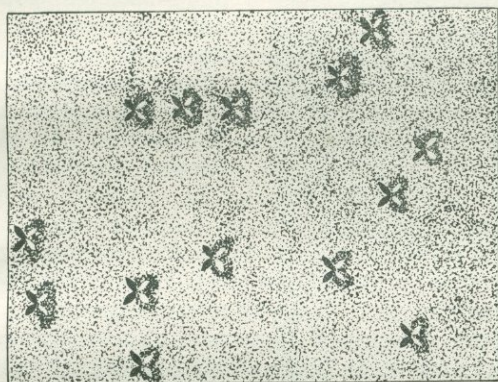


Рис. 155. Поля напряжений вокруг дислокаций.

областях лежит в основе механизма образования переориентированных областей (блоков полигонизации), не связанных с механическими воздействиями.

Поверхностное давление. Как фактор напряженного состояния кристалла поверхностное давление наиболее детально рассмотрено А. А. Черновым (1958). Оно определяется физико-химическими особенностями среды и физическими и геометрическими свойствами поверхности кристалла. В кристалле равновесной формы поле напряжений, вызванное поверхностным давлением, изотропно, что соответствует минимуму поверхностной энергии кристалла и раскрывает термодинамическую устойчивость равновесной формы. Если же форма кристалла отличается от равновесной, то величина поверхностного давления имеет разные значения для разных граней, а поле напряжений анизотропно. Стремление кристалла к достижению равновесной формы требует изотропизации поля напряжений, т. е. равенства поверхностного давления для всех граней, что должно изменять температуру кристаллизации T или

концентрацию насыщенного раствора над каждой гранью на величины

$$\delta T = \frac{vT}{q}\lambda, \quad \delta c = v \left(\frac{\partial c}{\partial \mu} \right)_T \lambda,$$

где v — удельный объем кристаллического вещества; p — теплота кристаллизации; μ — химический потенциал растворенного вещества; λ — поверхностное давление грани кристалла, т. е. разность давлений ($P_1 - P_2$) в среде внешней и среде кристалла, разделенных гладкой поверхностью грани.

Следовательно, поверхностное давление и генерированное им поле напряжений в кристалле определяют механизм преобразования произвольного кристалла в равновесную форму и играют важную роль в минералогенетических процессах.

Гетерометрия. В результате неравномерного зонального или секториального вхождения изоморфных примесей в минерал создается структурное несоответствие частей кристалла с неодинаковыми параметрами элементарной ячейки. А. А. Штернберг (1962) предложил назвать это явление гетерометрией. Несоответствие кристаллической решетки на границе участков с разным содержанием изоморфной примеси выражается ее искажением и компенсируется возникающими объемными напряжениями, стремящимися вызвать упругие деформации. В возникновении подобных полей напряжений много общего с полями дислокационных напряжений. Наличие объемных напряжений отчетливо фиксируется по оптическим аномалиям (аномально одноосные кварцы, гранаты, аномально двусный турмалин и другие минералы с высоким содержанием изоморфных примесей).

Если объемные напряжения, вызываемые гетерометрией, превосходят предел прочности минерала, структурное несоответствие частей кристалла компенсируется хрупким образованием трещин. Роль казалось бы незначительных изменений параметров решетки в генерации мощных внутриминеральных полей напряжений убедительно показана экспериментами А. А. Штернберга (Шефталъ, 1961) и тонкими структурными исследованиями В. А. Франк-Каменецкого и И. Е. Каменцева (1961). В эксперименте А. А. Штернберга на бесцветную пластинчатую затравку кварца гидротермальным способом наращивался зеленый кварц, содержащий изоморфную примесь железа. Параметры элементарной ячейки зеленого кварца по горизонтальным осям увеличены всего лишь на 0.03 \AA по сравнению с природным кварцем, но возникающие вследствие взаимоприспособления решеток напряжения растяжения в затравке и напряжения сжатия в нарастающем слое настолько мощные, что затравка разрывается и покрывается системой трещин.

Совершенно аналогичная картина образования сети трещин наблюдается на природных кристаллах кварца из некоторых жил

Приполярного Урала (рис. 156). Трещиноватость захватывает лишь отдельные зоны кристаллов, что объяснимо только с позиций гетерометрии. Гетерометрическая трещиноватость проявляется и на кристаллах полихромного турмалина, топаза, кальцита, флюорита, полевых шпатов и др., и во всех случаях трещиноватые кристаллы содержат больше изоморфных примесей, чем водянопрозрачные. В. В. Буканов и Г. А. Карякина (1968) связывают с гетерометрией и появление общеизвестных «голубых лучей» в кристаллах кварца.

Термические внутренние напряжения. В процессе роста кристаллов и на последующих этапах их истории в результате изменения термодинамических условий в кристаллах могут возникнуть внутренние напряжения — остаточные и наложенные.

Остаточные термические напряжения связаны с тем, что минерал кристаллизуется в не стабильных, а в какой-то мере изменяющихся термодинамических условиях (Классен-Неклюдова, 1953; Индебом, Томиловский, 1958). Чаще всего в процессе кристаллизации температура понижается, и чем больше ее переход и выше скорость изменения температуры, тем меньше теплопроводность кристалла и интенсивнее внутренние напряжения. Кроме того, величина остаточных напряжений прямо пропорциональна величине минерального индивида.

Поле остаточных термических напряжений неоднородно и представляет собою совокупность зон растяжения и зон сжатия. Их распределение в первую очередь зависит от направления процесса изменения температуры (понижение или повышение). Можно выделить два основных вида распределения остаточных напряжений в теле кристалла: растягивающие напряжения в центре, сжимающие — по периферии (закалочные напряжения) и сжимающие напряжения в центре, растягивающие — по периферии (остаточные напряжения). Закалочные напряжения повышают общую прочность кристалла. Если же в центральной части кристалла



Рис. 156. Растрескивание периферического слоя на грани призмы кристалла кварца вследствие гетерометрии. Приполярный Урал. Увел. 2. Из колл. В. В. Буканова.

возникают объемные напряжения сжатия, а в периферийной — напряжения растяжения, то создаются предпосылки для отслаивания внешней части кристалла по зонам роста и образования не выходящих на поверхность трещин хрупкого разрушения. Даже в тех случаях, когда величина напряжений недостаточна для реализации хрупкого разрушения, остаточные напряжения способны его проявлению при незначительных внешних напряжениях, значительно более низких по сравнению с параметрическим пределом прочности минерала. В. А. Индебомом и Г. Е. Томиловским (1958) разработана методика измерения величины внутренних напряжений, которая может найти применение в кристалло механике. На примере алмазов эти напряжения детально изучались А. В. Варшавским (1968).

Наложенные термические напряжения возникают в связи с изменением термодинамических условий по сравнению с теми, в которых минерал кристаллизовался. Их поле каким-то образом связано с полем внешних напряжений, генерированных термическим изменением объема минерала, поскольку причина внутренних наложенных термических напряжений лежит в изменении параметров элементарной ячейки минерала, приспособляющегося к новым термодинамическим условиям. Кристаллы многих минералов, особенно обладающих малой теплопроводностью, претерпев изменения температуры, покрываются сетью трещин или раскалываются на обломки. Такие термические трещины часто наблюдаются на кристаллах кварца. Самородная сера настолько чувствительна к изменению температуры, что легко растрескивается даже от тепла руки, и поэтому на месторождениях серы мы часто встречаемся с термическим разрушением кристаллов. Общеизвестны явления термического разрушения на земной поверхности под влиянием резких перепадов температуры (термическое выветривание). Очень показательны в этом отношении шеелит, являющийся, как известно, довольно стойким минералом по отношению к процессам химического выветривания. Но в шеелитовых месторождениях приполярных и полярных областей геологи столкнулись с необычным обеднением приповерхностной зоны месторождений этим минералом.

Оказалось, что в результате морозного выветривания шеелит растрескивается на мельчайшие частички, видимые лишь под электронным микроскопом, которые легко удаляются из минерализационных полостей. Подобное разрушение характерно и для других минералов со слабой теплопроводностью.

Динамические напряжения. Подобно термическим, динамические напряжения генерируются в минерале изменением внешнего давления, например сбросом высокого давления. Правда, динамические напряжения затушевываются более резко выраженными термическими, поскольку изменение давления почти всегда происходит параллельно с изменением температуры.

Все поля напряжений, связанные с внутриминеральными силами, в той или иной мере контролируются геометрическими элементами кристалла: пирамидами нарастания граней, зональностью, блоками мозаики роста и т. п., поэтому установление их не представляет значительной трудности, особенно если исследуется достаточно большое число индивидов.

Таким образом, локальные поля напряжений, создаваемые минеральными и внутриминеральными силами, широко распространены в природе, поэтому роль их в геологических процессах должна быть весьма ощутимой. Учет локальных полей напряжения в анализе микротектоники геологических тел поможет раскрыть важные особенности минералогенезиса, в частности понять причины своеобразной «катализации» некоторых процессов, механизм управления ими, пространственно селективное развитие процессов и т. п. Возникает необходимость разработки целого ряда новых направлений геологических исследований, например механохимии, изучающей энергетические и химические изменения минералов в условиях напряженного состояния (Schrader, 1966). При этом нужно учитывать возможность сложения элементарных напряженных полей, взаимодействие элементарных полей друг с другом и внешними полями тектонических напряжений, симметрию полей, согласно П. Кюри (Шафрановский, 1957), определяемую как суммарную симметрию силового поля и среды, а также эволюцию полей напряжений в геологической истории конкретного объекта.

В заключение необходимо сказать несколько слов о влиянии на деформации минералов такого важного фактора, как геологическое время. Даже если мы говорим о динамических напряжениях, динамика их подразумевается в геологическом смысле. Действие однородных напряжений исчисляется не месяцами, не годами, а тысячами и даже миллионами лет. Поэтому в земной коре создаются весьма благоприятные условия для проявления такого свойства, как ползучесть минералов, определяющего пластические деформации даже хрупких минералов при сравнительно незначительных нагрузках.

§ 3. Роль деформации в онтогении минералов

Деформации, испытанные минералом на одном из отрезков его истории, оказывают очень большое влияние на дальнейшую «судьбу» минерала. Даже в одном агрегате деформированные индивиды минерала развиваются совершенно по особому, чем недеформированные. Деформированный минерал, подобно живому организму, попав в благоприятные условия, в первую очередь старается залечить свои «раны», восстановить свое прежнее состояние, а затем уже прогрессивно развиваться. В неблагоприятных условиях, наоборот, он разрушается быстрее, чем недеформированный. С этих позиций мы и рассмотрим роль деформаций в онтогении

минералов, т. е. в индивидуальной истории конкретного минерального индивида. Начнем с процессов «залечивания» деформированных индивидов.

Одним из элементарных видов «залечивания» является нивелировка механических дефектов на поверхности кристаллов. Хрупкие выбоины, следы удара, царапины на гранях кристаллов залечиваются очень быстро, если кристалл продолжает находиться в минералообразующем растворе или вновь попадает в него. Су-

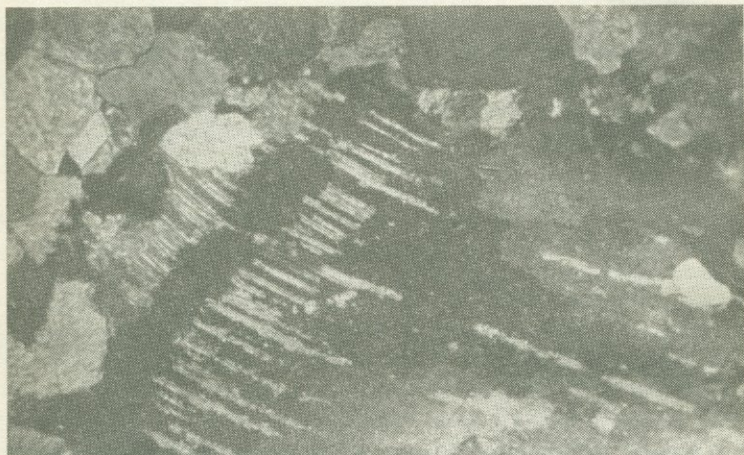


Рис. 157. «Съедание» двойниковых пластинок в кальците материалом недеформированной части кристалла.

ществование поверхностей скола с иррациональными индексами и входящих углов для кристалла энергетически невыгодно, поэтому они в первую очередь зарастают, возвращая грани ее первоначальную бездефектную поверхность. В ряде случаев, как показали Я. Е. Гегузин и Н. Н. Овчаренко (1961), дефекты на гранях посредством механизма поверхностной диффузии просто перестраиваются, принимают более устойчивую форму и переориентируются в энергетически выгодных направлениях. Это происходит тогда, когда нет возможности поступления минералообразующего материала из среды, и минерал «залечивает» дефекты за счет перераспределения собственного материала.

За счет перераспределения и переориентировки происходит и снятие объемных деформаций. Например, на кальците можно наблюдать процесс постепенного «съедания» двойниковых полос материалом несдвойникованных частей (рис. 157). Сюда же можно отнести и механическое раздвойникование минералов.

Другой вид «залечивания» — «залечивание» трещин. Существование зияющих трещин, так же как и поверхностных дефектов, для минерала энергетически невыгодно, и они при первой же возможности заполняются однородным кристаллу материалом. Выполнение трещин происходит обычно в ориентировке, параллельной ориентировке недеформированных частей, поэтому визуальное обнаружение таких залеченных трещин оказывается невозможным. При более тонком исследовании они фиксируются по скоплениям газовых, газово-жидких и жидких вторичных включений, не контролируемых геометрическими элементами кристалла (зонами роста, пирамидами нарастания граней и т. п.). Залеченные трещины очень удобно наблюдать на кристаллах прозрачного кварца, в которых скопления трещин выделяются в виде замутненных полупрозрачных и непрозрачных участков.

К этому же виду относится и регенерация разрушенных участков минеральных индивидов. Минералообразующие частицы более интенсивно отлагаются на поверхности излома и как бы возрождают первоначальную форму индивида. Конечно, условия роста кристалла и условия его регенерации не всегда совпадают, поэтому зачастую кристаллическая форма регенерированного участка отличается от формы сохранившихся частей первичного кристалла. Случаи регенерации минералов описывались неоднократно, особенно это касается кварца (Шафрановский, 1961; Григорьев, Матвеева, 1965).

Если поступление из среды однородного минералу материала невозможно, трещины деформации заполняются чужеродным материалом. Они становятся минерализационными полостями для прожилков других минералов. Такие случаи в природе встречаются очень часто (рис. 136).

Очень интересным видом «залечивания» деформаций являются полигонизация и рекристаллизация минералов, проявляющиеся при изменении внешних условий, например температуры.

В результате полигонизации, в основе которой лежит перегруппировка дислокаций из «горизонтальных» рядов в «вертикальные», перпендикулярные плоскостям скольжения (гл. I, § 4), кристалл распадается на систему блоков, повернутых друг относительно друга на небольшие углы. Деформации внутри блоков снимаются полностью. Следовательно, в результате полигонизации деформированный кристалл минерала, в общем сохраняя свою внешнюю форму, как бы превращается в поликристалл. Морфологически полигонизированные кристаллы похожи на мозаичные кристаллы, но мозаика в них не контролируется пирамидами и зонами роста кристалла. Случаи полигонизации описаны для галенита, самородной серы (рис. 158), гипса, сподумена, графита и многих других минералов.

Рекристаллизация протекает в твердом состоянии и заключается в росте за счет деформированных кристаллов новых кристаллов

с недеформированной решеткой, стабильных в данных условиях. В первую очередь подвергаются рекристаллизации сбросовые

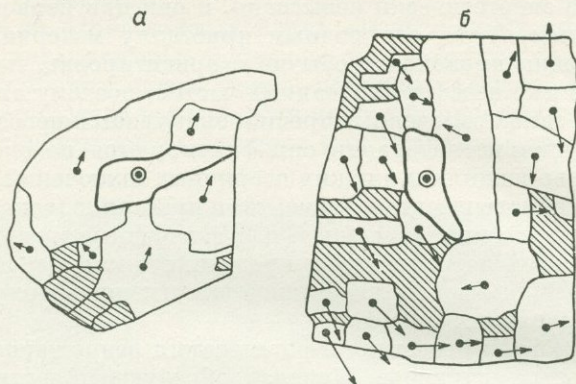


Рис. 158. Полигонизация самородной серы (а) и галенита (б). Угол ρ блока, обведенного жирной линией, принят за нуль, направления и углы поворота других блоков показаны стрелками в масштабе $1 \text{ мм} = 1^\circ$.

участки, причем новообразованный кристалл как бы замещает одну или несколько сбросовых областей. Явления рекристалли-

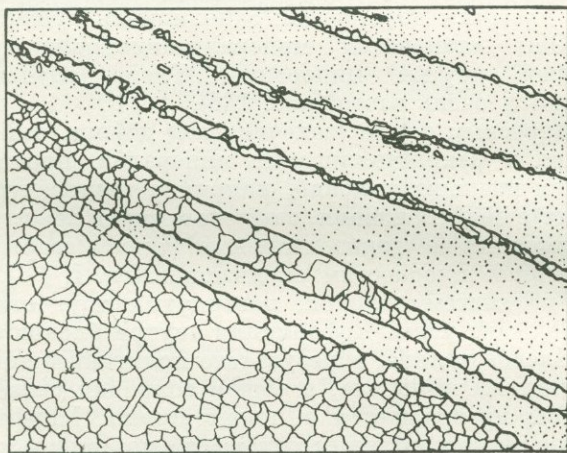


Рис. 159. Рекристаллизация антимонита.
Увел. 100.

зации с образованием монокристаллов описаны для золота, самородной меди, алмаза, нами они наблюдались на шеелите.

В других случаях деформированные области минералов трансформируются не в новый монокристалл, а в поликристаллический агрегат. Это происходит тогда, когда в сильно деформированных частях кристаллов возникает значительное число близко расположенных новых центров кристаллизации, которые и создают мелкозернистую структуру, напоминающую структуру хрупкой грануляции (рис. 159).



Рис. 160. Окисление пирита по трещинкам с образованием гетита. Приполярный Урал. Увел. 80.

Если деформированный кристалл оказывается в условиях, в которых он продолжает свой рост, то деформированные области оказывают существенное влияние на форму образующихся кристаллов. Вследствие разной ориентировки деформированных и недеформированных участков скорость их роста становится неодинаковой. Деформированные и недеформированные участки развиваются как отдельные индивиды, поэтому на кристаллах появляются ребристые и неправильной формы наросты, монокристалльный рост трансформируется в многоглавый и мозаичный. Образуются расщепленные кристаллы и сферолиты.

Деформированные области кристалла являются наиболее ослабленными его областями, поэтому если кристалл оказывается в неблагоприятных условиях, его разрушение в первую очередь начинается именно по этим областям. Нарушенные участки становятся

путями наиболее интенсивной диффузии растворов и газов, а трещины хрупкого разрушения — даже путями их эффузии.

Во-первых, деформированные участки обладают значительно большей скоростью растворения, чем недеформированные. Это приводит к тому, что по ним образуются шрамы, желоба, ячейки, а недеформированные участки препарируются в виде положительных форм гранного рельефа.



Рис 161. Образование метамиктной фазы по трещинкам в кристалле фергюсонита. Норвегия. Увел. 200.

Черное — кристаллическая фаза.

Во-вторых, по деформированным участкам, особенно вдоль трещин хрупкого разрыва, гораздо интенсивнее протекают процессы разложения, окисления и других видов химического изменения минералов. Например, процесс окисления пирита с образованием гидрогетита отчетливо контролируется трещинами (рис. 160), метамиктный распад фергюсонита наиболее интенсивен также в трещиноватых зонах (рис. 161).

В-третьих, деформированные области кристалла в первую очередь замещаются другими минералами. Это относится не только к замещению по трещинам хрупкого разрыва как по путям миграции растворов (рис. 162), но и по переориентированным областям — полосам сбросов, двойниковым пластинкам и т. п. (рис. 163). Зоны деформации становятся также вместилищами новой фазы при распаде твердых растворов (рис. 164).

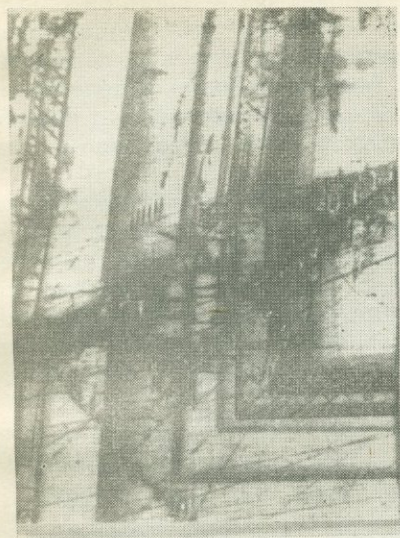


Рис. 162. Мартитизация магнетита по системе трещин.

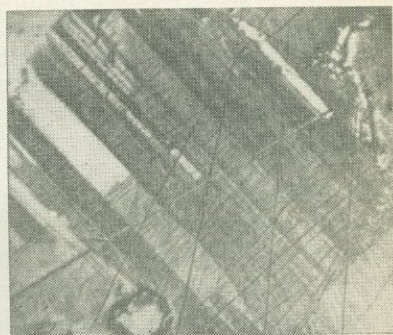


Рис. 163. Замещение сдвойникового метацинбарита параллельно (111) киноварью (белое). Виден контроль замещения двойниковыми пластинками (по Рамдору, 1962). Реддингтон-Майк, Калифорния. Увел. 100.

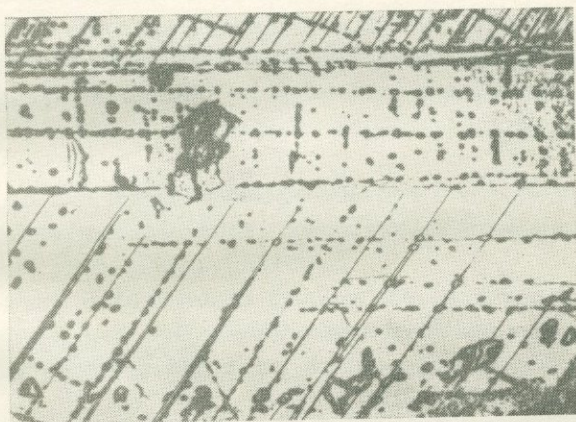


Рис. 164. Сфалерит с ориентированными включениями халькопирита и пирротина, возникшими в результате распада твердого раствора. Увел. 100.

Следует обратить внимание еще на одну особенность онтогении деформированных кристаллов — на отношение деформированных кристаллов к последующим деформациям. Как известно, во многих случаях пластические деформации, генерируя большое количество дислокаций, упрочняют кристалл. Он как бы приобретает своеобразную «память» о прошлых событиях и более интенсивно сопротивляется последующим напряжениям.

Вероятно, перечисленными типами явлений не ограничивается влияние деформаций на дальнейшую индивидуальную «судьбу» минерала. Исследование этого влияния составляет одну из интереснейших задач онтогении минералов. Без ее решения невозможно извлечь ту потенциальную минералогенетическую информацию, носителями которой являются минеральные индивиды и которая столь необходима минералогу для реконструкции истории минералообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, приведенный в книге обзор материалов по механическим свойствам и деформациям минералов раскрывает их важное значение для решения многих минералогических проблем, связанных как с использованием минералов в практической деятельности человека, так и с выяснением генезиса минералов. В то же время с очевидностью выступает чрезвычайно слабая изученность механических свойств по сравнению с другими областями физики минералов. Достаточно сказать, что нельзя назвать ни одного механического свойства, определенного для всех или большинства известных минералов (разве только кроме качественных определений твердости по Моосу), а минералы, у которых известны все кристалломеханические параметры, исчисляются единицами.

Наступило, очевидно, время резко усилить исследования механических свойств и деформаций минералов и рассматривать кристалломеханику минералов таким же полноправным разделом минералогии, как, например, кристаллооптика. Можно назвать следующие основные направления первоочередных исследований в этой области:

- 1) разработка общедоступных, быстрых и в то же время высокоточных методов исследования, позволяющих проводить испытания на образцах небольших размеров;

- 2) изучение механических свойств всех минералов с целью получения их полной кристалломеханической характеристики, изучение анизотропии свойств, их зависимости от конституции минералов;

- 3) установление типоморфизма механических параметров минералов, выяснение влияния особенностей генезиса минералов на их механические свойства;

4) изучение особенностей проявления деформаций минералов в природных условиях, исследование механизма деформаций, анализ причин, их вызывающих;

5) разработка общей теории механических свойств кристаллов;

6) анализ механических свойств и деформаций минералов как потенциальных источников минералогенетической информации, разработка методов расшифровки этой информации.

Автор надеется, что данная книга, содержащая обзор современных представлений о механических свойствах и деформациях минералов, будет способствовать развитию этого интересного и важного раздела минералогии.

ЛИТЕРАТУРА

- А ж г и р е й Г. Д. 1966. Структурная геология. Изд. МГУ, М.
- А л е к с а н д р о в К. С. 1967. Упругие свойства анизотропных сред. Доктор. дисс., Инст. кристаллографии АН СССР, М.
- А л е к с а н д р о в К. С., О. В. Н о с и к о в. 1956. Прибор для измерения упругих модулей кристаллов. Акустический журнал, № 2—3.
- А л е к с а н д р о в К. С., Т. В. Р ы ж о в а. 1961. Упругие свойства кристаллов. Кристаллография, т. 6, вып. 2.
- А н ы б а к о в А., В. М. Б у й к о, И. Л. М а н у й л о в а. 1965. Исследование влияния примеси кобальта на механические свойства монокристаллов хлористого натрия. В сб.: Влияние примесей и структурных дефектов на свойства неметаллических кристаллов, изд. «Илим», Фрунзе.
- А н ы б а к о в А. А., Ы. Ш а м ы р к а н о в. 1967. Механические свойства облученных кристаллов фтористого натрия, содержащих примесь урана. Кристаллография, т. 12, вып. 4.
- А м е л и н к с С. 1960. Непосредственное наблюдение расположения дислокаций в прозрачных кристаллах. В сб.: Дислокации и механические свойства кристаллов, ИЛ, М.
- А м е л и н к с С. 1968. Методы прямого наблюдения дислокаций. Изд. «Мир», М.
- А ф а н а с ь е в И. И., В. А. М о к и е в с к и й. 1966а. Морфологическое исследование пластически деформированных кристаллов галита. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 94, вып. 1.
- А ф а н а с ь е в И. И., В. А. М о к и е в с к и й. 1966б. Симметрия текстур пластически деформированного кристалла хлористого натрия. Кристаллография, т. , вып. 2.
- А ф а н а с ь е в И. И., В. А. М о к и е в с к и й. 1966в. Симметрия и морфология пластически деформированных кристаллов. Минер. сб. Львовск. гос. унив., № 20, вып. 3.
- Б а к у м е н к о И. Г. 1962. О формах скелетного роста кристаллов. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 91, вып. 6.
- Б а р т о ш и н с к и й З. В., М. А. Г н е в у ш е в. 1958. О причинах оптической анизотропии алмаза. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 12.
- Б е л и к о в Б. П. 1964. Упругие константы породообразующих минералов и влияние их на упругость горных пород. В сб.: Физико-механические свойства горных пород, изд. «Наука», М.
- Б е л и к о в Б. П., К. С. А л е к с а н д р о в, Т. В. Р ы ж о в а. 1970. Упругие свойства минералов и горных пород. Изд. «Наука», М.
- Б е л и к о в Б. П., Б. В. З а л е с с к и й, Ю. А. Р о з а н о в, Е. А. С а н и н а, И. П. Т и м ч е н к о. 1964. Методы исследования физико-механических свойств горных пород. В сб.: Физико-механические свойства горных пород, изд. «Наука», М.
- Б е л о в Н. В., М. В. К л а с с е н - Н е к л ю д о в а. 1948. О характере разрушения кристаллов. (Явления спайности и отдельности). Техн. физика, т. 18, вып. 3.

Бернер Р., Г. Кронмюллер. 1969. Пластическая деформация монокристаллов. Изд. «Мир», М.

Бетехтин А. Г., А. Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т. Н. Шадлуц. 1958. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, М.

Бови С. Х. У., Тэйлор К. 1959. Определитель рудных минералов. Геология атомного сырья. Тр. 2-й междунар. конфер. по мирному использованию атомной энергии, т. 8.

Болк Р. 1946. Структурные особенности изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, М.

Бонштетд Э. М. 1924. Ледяные стебельки. Природа, № 10—12.

Борисенко А. И., И. Е. Тарапов. 1966. Векторный анализ и начала тензорного исчисления. Изд. «Высшая школа», М.

Бочарова Г. И. 1960. О цинковых обманках Эльбрусского рудного поля (Кавказ). Вестн. МГУ, № 5.

Боярская Ю. С., М. И. Вальковская. 1963. Изучение анизотропии упругого восстановления отпечатков на кварце и топазе. Изв. АН Молд. ССР, сер. естеств. и техн. наук, № 7.

Боярская Ю. С., М. И. Вальковская. 1966. Исследование анизотропии механических свойств кристаллов методом микротвердости. В сб.: Методы испытания на микротвердость, изд. «Наука», М.

Боярская Ю. С., М. И. Вальковская, Р. П. Житару. 1965. Анизотропия микротвердости барита и топаза. Минер. сб. Львовск. гос. ун-в., № 19, вып. 2.

Боярская Ю. С., М. И. Вальковская, Н. Т. Савельев. 1962. О прямом методе измерения упругого восстановления отпечатка при испытаниях на микротвердость прозрачных минералов. Заводская лаборатория, № 12.

Бриллиантов Н. А., И. В. Обреимов. 1935. О пластической деформации в каменной соли. III. ЖЭТФ, т. 5, вып. 3—4.

Бриллиантов Н. А., И. В. Обреимов. 1937. О пластической деформации. IV. ЖЭТФ, т. 5, вып. 8.

Будылин Б. В., А. А. Воробьев. 1962. Действие излучений на ионные структуры. Госатомиздат, М.

Буканов В. В., Т. А. Карякина. 1968. Новые данные по кристалломорфологии кварца. Тр. Инст. геологии Коми филиала АН СССР, вып. 6.

Вальковская М. И., Ю. С. Боярская, Р. П. Житару. 1965. О природе анизотропии твердости щелочногалоидных кристаллов. В сб.: Теоретические и экспериментальные исследования физических свойств полупроводниковых материалов и других кристаллов, Изд. Картя Молдовеняскэ, Кишинев.

Ван дер Варден Б. Л. 1960. Математическая статистика. 4-е изд, ИЛ, М.

Варнелло В. В., А. А. Пастухова. 1966. Микротвердость как метод определения констант пластичности структурных составляющих сплавов. В сб.: Методы испытания на микротвердость, изд. «Наука», М.

Варшавский А. В. 1968. Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. Изд. «Наука», М.

Вернадский В. И. 1897. Явления скольжения кристаллического вещества. М.

Вертушков Г. Н. 1946. Разлинованный кварц с горы Хрустальной. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 75, вып. 4.

Вигдорович В. Н. 1966. Методические вопросы исследования микротвердости полупроводниковых материалов. В сб.: Методы испытания на микротвердость, изд. «Наука», М.

Вигдорович В. Н., Л. Г. Еланская. 1967. Микроскопическое исследование микротвердостных отпечатков. Заводская лаборатория, № 8.

Вистелиус А. Б. 1958. Структурные диаграммы. Изд. АН СССР, М.

В о п р о с о в А. Ф., В. И. К р а с и к о в, В. И. Л о з о в с к и й. 1967. Опыт изучения физических свойств минералов Балейского месторождения и специфические черты его оруденения. В сб.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья, изд. «Недра», М.

В о п р о с ы структурной геологии. 1958. ИЛ, М.

В о р о б ь е в А. А. 1968. Механические и тепловые свойства щелочно-галоидных кристаллов. Изд. «Высшая школа», М.

В р а с к и й С. Б., Д. Б. Г о г о б е р и д з е, М. Н. Д л е р о в а. 1951. Нарушения и двойное лучепреломление, возникающие под действием локализованной нагрузки в кристаллах каменной соли. В сб.: Кристаллография (Труды федоровской научн. сессии), Металлургиздат, М.

Г а р б е р Р. И. 1947. Механизм двойникования кальцита и натриевой селитры при пластической деформации. Эксперим. и теорет. физика, т. 16, вып. 10.

Г е г у з и н Я. Е., Н. Н. О в ч а р е н к о. 1961. Исследование процессов на поверхности монокристаллов. III. О кинетике залечивания следов «уколов» на поверхности монокристалла каменной соли. Кристаллография, т. 6, вып. 2.

Г е н д е л е в С. Ш., Н. Г. Щ е р б а к. 1965. Микротвердость кристаллов иттриевых железо-галлиевых и железо-алюминиевых гранатов. Кристаллография, т. 10, вып. 5.

Г е н е з и с минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез минералов). 1966. Сб. под ред. Д. П. Григорьева, А. Г. Жабина, Б. В. Бородина и Ю. М. Дымкова, изд. «Наука», М.

Г и л м а н Дж., В. Д ж о н с т о м. 1960. Зарождение и рост полос скольжения в кристаллах фтористого лития. В сб.: Дислокации и механические свойства кристаллов, ИЛ, М.

Г л а з о в В. М., В. Н. В и г д о р о в и ч. 1962. Микротвердость металлов. Metallurgizdat, М.

Г л и к м а н Л. А., Н. М а к с и м о в. 1945. Определение предела текучести методом твердости. Заводская лаборатория, № 11—12.

Г н е д е н к о Б. В. 1965. Курс теории вероятностей. Госстатиздат, М.
Г о г о б е р и д з е Д. Б. 1952а. Твердость и методы ее измерения. Mashgiz, М.

Г о г о б е р и д з е Д. Б. 1952б. Некоторые объемные дефекты кристаллов. Изд. ЛГУ.

Г о г о б е р и д з е Д. Б., Н. А. К о п а ц к и й. 1951. Некоторые вопросы методики измерения микротвердости вдавливанием. В сб.: Микротвердость, Изд. АН СССР, М.

Г о л о в а ч е в А. Ф., В. А. М о к н е в с к и й. 1966. О пластической деформации и последующих химических изменениях кристаллов сподумена. В сб.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов, изд. «Наука», М.

Г о л ь д е н б е р г С. У., А. И. Б ы ч к о в а. 1967. Микротвердость нитевидных кристаллов NaCl. Физика твердого тела, т. 9, вып. 2.

Г о л ь д ш м и д т В. М. 1929. Строение кристаллов и химическая связь. Успехи физ. наук, т. 9, вып. 6.

Г о л ь д ш м и д т В. М. 1933. Твердость кристаллов. В сб.: Основные идеи геохимии, Госхимиздат, вып. 1.

Г о ф м а н Г. А. 1959. Нитевидные кристаллы («усы»). Проблемы современной металлургии, № 2 (44).

Г р и г о р о в и ч В. К. 1958. К определению твердости методом царапания. Заводская лаборатория, № 8.

Г р и г о р о в и ч В. К. 1965. Физическая природа микротвердости. В сб.: Методы испытания на микротвердость, изд. «Наука».

Г р и г о р ь е в Д. П. 1950. Кристаллизационная сила минералов. Природа, № 11.

Г р и г о р ь е в Д. П. 1958. Три типа пластических деформаций галенита. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 12.

- Григорьев Д. П. 1961. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. гос. унив.
- Григорьев Д. П. 1968. Рост и форма минералов. Mineral. und Zagerst., Bd. 13, Hf. 3.
- Грицаенко Г. С., А. И. Горшков, К. Е. Фролова. 1960. Применение угольных и целлюлозо-угольных реплик к изучению поверхностей излома минеральных агрегатов. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 89, вып. 2.
- Григорьев Д. П., И. Н. Матвеева. 1965. Формирование изогнутого параллельно-шестоватого кварца при деформации кристаллов путем образования и залечивания трещин. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 19, вып. 2.
- Грицаенко Г. С., Е. С. Рудницкая, А. И. Горшков. 1961. Электронная микроскопия минералов. Изд. АН СССР, М.
- Грицаенко Г. С., Н. Д. Самойлин. 1962. Самоотененные угольные реплики с изломами минеральных агрегатов. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 91, вып. 1.
- Грум-Гржимайло С. В. 1955. Приборы для исследования оптических аномалий синтетического корунда при применении оптического контроля. Тр. Инст. кристаллографии, вып. 8.
- Давиденков Н. Н. 1943. Некоторые проблемы механики испытания материалов. ОНТИ, М.—Л.
- Давиденков Н. Н., С. Е. Беляев, М. П. Марковец. 1945. Получение основных механических характеристик стали с помощью измерения твердости. Заводская лаборатория, № 10.
- Действие ядерных излучений на материалы. 1962. Изд. АН СССР, М.
- Дерягин Б. В., А. Д. Ландау. 1945. Теория устойчивости сильно заряженных лиофобных золь и слипания сильно заряженных частиц в растворах электролитов. Эксперим. и теорет. физика, т. 15, вып. 11.
- Дислокации в кристаллах. 1959, 1966. Библиографический указатель. Изд. АН СССР, М.
- Дислокации и механические свойства кристаллов. 1960. Сб. статей, ИЛ, М.
- Длин А. М. 1958. Математическая статистика в технике. Изд. «Сов. наука», М.
- Дмитриев С. Д. 1949. Применение прибора микротвердости ПМТ-2 конструкции М. М. Хруцова и Е. С. Берковича для диагностики минералов. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 78, вып. 4.
- Добрецов Н. Л., Н. С. Маковская. 1967. Применение вероятностно-статистических методов в геологии. Курс лекций для студентов НГУ, Новосибирск.
- Доливо-Добровольский В. В. 1932. Исследование геометрических свойств кристаллов кианита. ОНТИ, Л.
- Евзикова Н. З. 1966. О структурных плотностях минералов. Минер. сб. Львовск. гос. унив., № 20, вып. 3.
- Елисеев Н. А. 1953. Структурная петрология. Изд. ЛГУ.
- Елисеев Н. А. 1967. Основы структурной петрологии. Изд. «Наука», Л.
- Епифанов Г. И. 1965. Физика твердого тела. Изд. «Высшая школа», М.
- Ермолаев В. А., А. М. Кузьмин. 1964. Микротвердость кристаллов естественного циркона. Изв. ВУЗов, Физика, № 1.
- Жабин А. Г. 1966. Метакристаллы и критерий относительного идиоморфизма минералов. В сб.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов, изд. «Наука», М.
- Жданов Г. С. 1962. Физика твердого тела. Изд. МГУ.
- Захарова М. В., А. А. Предводителев, В. Н. Рожанский, Г. В. Бережкова. 1967. Пластичность нитевидных кристаллов кадмия и цинка. Физика твердого тела, т. 9, № 4.

- Зейтц Ф. 1947. Физика металлов. Гостехиздат, М.
- Золотаревский В. С., Новиков Н. И. 1965. Исследование внутрикристаллитной ликвиции методом микротвердости. В сб.: Методы испытания на микротвердость, изд. «Наука», М.
- Иванов С. И., Е. В. Прахова. 1963. Микротвердость как возможный признак отличия метакристаллов пирита от его зерен главного этапа оруждения в колчеданных месторождениях Урала. В сб.: Проблемы постмагматического рудообразования, Дискуссия по избр. темам перед конференцией, дополн. том, Прага.
- Икорникова Н. Ю. 1951. Методика исследования микрохрупкости корунда. В сб.: Микротвердость, Изд. АН СССР, М.
- Икорникова Н. Ю. 1953. Микрохрупкость кристаллов корунда. Тр. Инст. кристаллографии, вып. 8.
- Икорникова Н. Ю., Л. А. Пикунова. 1951. Предварительное исследование микрохрупкости корунда. В сб.: Микротвердость, Изд. АН СССР, М.
- Икорникова Н. Ю., Г. Е. Томиловский. 1953. Неоднородности корунда, вызывающие в нем оптические аномалии. Тр. Инст. кристаллографии, вып. 8.
- Ильинский Г. А. 1963. Определение микротвердости методом вдавливания. Изд. ЛГУ.
- Ильяшева Н. А. и А. А. Годовиков. 1966. Сравнение величин твердости, полученных для галенита и сфалерита на приборах различных марок. Матер. по генетич. и эксперим. минералогии, т. IV.
- Инденбом В. Л. 1958. Дислокации в кристаллах. В сб.: Кристаллография, № 3.
- Инденбом В. Л. 1960. Дислокационное описание простейших явлений пластической деформации. В сб.: Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов, Изд. АН СССР, М.
- Инденбом В. Л., Г. Е. Томиловский. 1957. Внутренние напряжения вокруг единичных дислокаций. Докл. АН СССР, т. 115, № 4.
- Инденбом В. Л., Г. Е. Томиловский. 1958. Измерение внутренних напряжений в кристаллах синтетического корунда. Кристаллография, т. 3, вып. 5.
- Инденбом В. Л., А. А. Урусовская. 1959. Что такое иррациональные двойники? Кристаллография, т. 4, вып. 1.
- Инденбом В. Л., В. И. Никитенко. 1962. Исследование напряжений в полупроводниках с помощью электронно-оптического преобразователя. В сб.: Напряжения и дислокации в полупроводниках, Изд. АН СССР, М.
- Иоффе А. Ф. 1929. Физика кристаллов. Госиздат, М.
- Кабанович И. В., В. Т. Ушаковский, Л. Н. Черный, К. Ф. Кашкуров, Г. В. Клещев. 1966. Возможности метода рентгеновской топографии в изучении закономерностей роста кристаллов. Минер. сб. Львовск. гос. унив., № 20, вып. 4.
- Калинин Е. П., Н. П. Юшкин, Б. А. Голдин. 1969. Влияние химического состава кристаллов ортита на их твердость. Зап. Всесоюзн. минер. общ., вып. 1.
- Качанов Л. М. 1948. Механика пластических сред. Гостехиздат, М.
- Киттель Ч. 1965. Элементарная физика твердого тела. Изд. «Наука», М.
- Классен-Неклюдова М. В. 1942. Механические свойства кристаллов корунда. Техн. физика, т. 12, вып. 9.
- Классен-Неклюдова М. В. 1953. Результаты исследования механических свойств синтетического корунда при применении оптического контроля. Тр. Инст. кристаллогр., вып. 8.
- Классен-Неклюдова М. В. 1960а. Физические основы пластичности и прочности кристаллов. В сб.: Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов, Изд. АН СССР, М.

Классен-Неклюдова М. В. 1960б. Механическое двойникование кристаллов. Изд. АН СССР, М.

Классен-Неклюдова М. В., Н. Ю. Икорникова, Г. Е. Томиловский. 1953. Пластическая деформация кристаллов синтетического корунда. Тр. Инст. кристаллогр., вып. 8.

Классен-Неклюдова М. В., Т. А. Конторова. 1944. Развитие современных теоретических представлений о природе пластической деформации. Успехи физ. наук, № 26.

Классен-Неклюдова М. В., Г. Е. Томиловский. 1953. Зависимость прочности кристаллов корунда от кристаллографического направления при испытании их на изгиб и сжатие. Тр. Инст. кристаллографии, вып. 8.

Классен-Неклюдова М. В., А. А. Урусовская. 1955. Сквозные фигуры, удары и давления в кубических кристаллах. Тр. Инст. кристаллографии, вып. II.

Классен-Неклюдова М. В., А. А. Урусовская. 1956. Исследования строения полос сброса в кристаллах галогенидов галлия. Кристаллография, т. 1, вып. 5.

Классен-Неклюдова М. В., А. А. Урусовская. 1960. Деформация кристаллов каменной соли при повышенной температуре. Кристаллография, т. 5, вып. 5.

Классен-Неклюдова М. В., А. А. Урусовская. 1968. Наблюдение дислокаций в кристаллах методом избирательного травления. В сб.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры, изд. «Наука», М.

Классен-Неклюдова М. В., М. А. Чернышева, Г. Е. Томиловский. 1960. О процессе формирования сбросов. Кристаллография, т. 5, вып. 4.

Клия М. О., М. А. Чернышева. 1966. Декорирование дислокации в кристаллах корунда. Кристаллография, т. 11, вып. 4.

Конторова Т. А., Я. И. Френкель. 1938. К теории пластической деформации и двойниковани. ЖЭТФ, № 8.

Копелиович А. В. 1965. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Изд. «Наука», М.

Косевич А. М., З. К. Саралидзе, В. В. Слёзов. 1967. Влияние облучения на диффузионно-дислокационное течение кристаллов. Физика твердого тела, т. 9, вып. 3.

Костов И. 1965. Кристаллография. Изд. «Мир», М.

Костин Н. Ф., С. В. Лубенец, К. С. Александров. 1961. Об избирательном травлении кристаллов хлористого натрия. Кристаллография, т. 6, вып. 5.

Коттрелл А. 1960. Дислокации и пластическое течение в кристаллах. Металлургиздат, М.

Коттрелл А. 1969. Теория дислокаций. Изд. «Мир», М.

Кочанова Л. А., Е. Д. Щукин, В. И. Лихтман, П. А. Ребиндер. 1960. О зарождении и развитии трещин в деформируемых кристаллах. Докл. АН СССР, т. 133, № 1.

Кочин Н. Е. 1937. Векторное исчисление и начала тензорного исчисления. ОНТИ, М.

Кравченко Г. Т. 1958. О псевдопластинчатости некоторых кристаллов монацита. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 12.

Кузнецов В. Д. 1937, 1941. Физика твердого тела. Томск.

Лазаренко Е. К., Б. И. Сребродольский. 1966. Особенности роста шестоватых и волокнистых кристаллов сульфатов Береговского района в Закарпатье. В сб.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов, изд. «Наука», М.

Лазуркин Ю. С., Р. Л. Фогельсон. 1951. О природе больших деформаций высокомолекулярных веществ в стеклообразном состоянии. Техн. физика, № 21.

Ланге В. Н., Т. И. Ланге. 1963а. Сравнение результатов изучения анизотропии микротвердости монокристаллов бериллия методом вдавливания и царапания. Изв. АН Молд. ССР, сер. естеств. и техн. наук, № 7.

Ланге В. Н., Т. И. Ланге. 1963б. Анизотропия микротвердости монокристаллов сурьмы и ее связь со структурой. Там же.

Лебедева С. И. 1963а. Определение микротвердости минералов. Изд. «Наука», М.

Лебедева С. И. 1963б. Исследование микротвердости кристаллов берилла. Тр. ИМГРЭ, вып. 18.

Лебедева С. И. 1965. Применение метода микровдавливания (микротвердости) для исследования зависимости твердости от химического состава минералов. В сб.: Минеральные микровключения, изд. «Наука», М.

Лебедева С. И., Н. И. Разенкова. 1961. Закономерности изменения микротвердости минералов ряда колумбит—танталит в связи с их химическим составом. Тр. ИМГРЭ, вып. 7.

Лейбфрид Г. 1963. Микроскопическая теория механических и тепловых свойств кристаллов. Физматгиз, М.

Леммлейн Г. Г. 1948. Секториальное строение кристаллов. Изд. АН СССР, М.

Лозовская О. В. 1966. Исследование распределения микротвердости в зоне отпечатка, сделанного под квадратной пирамидой. В сб.: Методы испытания на микротвердость, изд. «Наука», М.

Ломоносов М. В. 1738. Работа по физике о превращении твердого тела в жидкость в зависимости от движения предшествующей жидкости. Избр. философ. произв. М. В. Ломоносова, Госполитиздат, 1950, М.

Лыков А. И. 1965. Номограмма для определения микротвердости минералов. В сб.: Морфология, свойства и генезис минералов, изд. «Наукова думка», Киев.

Малеев М. Н. 1966. Свойства и генезис агрегатов некоторых минералов, кристаллизующихся на пористых средах. Новые данные о минералах СССР, вып. 17.

Малеев М. Н. 1971. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. Изд. МГУ.

Методы и приемы для контроля качеств кристаллов рубина. 1968. Сборник, изд. «Наука», М.

Миллер Р. Д., Дж. С. Кан. 1965. Статистический анализ в геологических науках. ИЛ, М.

Минералы. 1960. Справочник, т. 1, Изд. АН СССР, М.

Миусков В. Ф. 1963. Камера для рентгенографирования дислокаций в объеме бразильских кристаллов. Кристаллография, т. 8, вып. 2.

Миусков В. Ф., А. Р. Ланг. 1963. Рентгенодифракционное топографическое изучение кристаллов MgO. Кристаллография, т. 8, вып. 4.

Мозгова Н. Н. 1966. Об отражательной способности, микротвердости и термоэде галенита в связи с изоморфными примесями серебра и висмута. Геология рудных месторождений, № 3.

Мозгова Н. Н., Ю. С. Бородаев. 1965. О некоторых физических свойствах ильванта. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 16.

Мокиевский В. А. 1959. Зависимость формы отпечатка от симметрии граней кристаллов при определении твердости методом вдавливания алмазной пирамиды. Кристаллография, т. 4, вып. 3.

Мокиевский В. А. 1966. Фотогониометрическое исследование кристаллической поверхности. Минер. сб. Львовск. гос. ун-в., № 20, вып. 4.

Мокиевский В. А., И. И. Шафрановский. 1953. Фотогониометрия округлых алмазов. В сб.: Кристаллография, Металлургиздат, М.

Мокиевский В. А., В. М. Титова, З. В. Бартошинский. 1962. Проявление пластической деформации в алмазе и некоторые вопросы, связанные с пластичностью кристаллов. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 91, вып. 4.

- Мокиевский В. А. и Ч. Д. Джафаров. 1963. Перспективы фотонометрического исследования кристаллов со сложной поверхностью. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 92, вып. 1.
- Мокиевский В. А., И. И. Шафрановский, В. К. Вовк. 1966. Геометрический вывод законов двойникования кристаллов. Кристаллография, т. 11, вып. 4.
- Мокиевский В. А., И. И. Афанасьев. 1968. Симметричные закономерности пластической деформации кристаллов. Зап. ЛГИ, т. LIV, вып. 2.
- Мотт Б. В. 1960. Испытания на твердость микровдавливанием. Металлургиздат, М.
- Най Дж. 1967. Физические свойства кристаллов. Изд. «Мир», М.
- Напряжения и дислокации в полупроводниках. 1962. Изд. АН СССР, М.
- Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов. 1960, Изд. АН СССР, М.
- Новиков И. И. 1968. Дефекты кристаллической решетки минералов. Изд. «Металлургия», М.
- Обреимов И. В., Л. В. Шубников. 1926. Исследование пластической деформации каменной соли оптическим способом. Русск. физ. хим. общ., № 58.
- Одинг И. А., Гордиенко Л. К., А. М. Копьев. 1963. Получение и свойства сверхпрочных нитевидных кристаллов. Тр. Инст. металлургии им. А. А. Байкова, вып. 13.
- Орлов Ю. Л. 1963. Морфология алмаза. Изд. АН СССР, М.
- Петров Д. А., Л. А. Райковская. 1951. Изучение внутрикристаллической ликвации методом микротвердости. В сб.: Микротвердость, Изд. АН СССР, М.
- Пинес Б. Я. 1967. Лекции по структурному анализу. Изд. Харьковск. унив.
- Плохинцев Н. А. 1961. Биометрия. Новосибирск.
- Поваренных А. С. 1957. Зависимость твердости минералов от состояния химической связи. Докл. АН СССР, т. 112, № 6.
- Поваренных А. С. 1958. Твердость минералов и определяющие ее факторы. Зап. Узб. отд. Всесоюзн. минер. общ., вып. 12.
- Поваренных А. С. 1959. Вычисление твердости минералов по Моосу на основании кристаллохимических данных. Минерал. сб. Львовск. геол. общ., № 13.
- Поваренных А. С. 1960. Вычисление твердости минералов сложного состава на основании кристаллохимических данных. Минерал. сб. Львовск. геол. общ., № 14.
- Поваренных А. С. 1961. О твердости минералов с остаточными и гидроксильными связями. Сб. научн. тр. Криворожского горнорудного инст., № 15.
- Поваренных А. С. 1963. Твердость минералов. Изд. АН УССР. Киев.
- Поваренных А. С., С. И. Рыбалко. 1965. О векториальной анизотропии твердости некоторых кубических минералов. Минер. сб. Львовск. гос. унив., № 19, вып. 2.
- Поспелов Г. Я., П. И. Кушанская. 1965. Деформации горных пород, вызванные развитием в них кристаллов при встречной диффузии реагентов. Геология и геофизика, № 5.
- Предводителей А. А., Н. К. Ракова, Нан Хун-бинь. 1967. Исследование движения краевых дислокаций при низких напряжениях в кристаллах хлористого лития. Физика твердого тела, т. 9, вып. 1.
- Прокшин Д. А., Е. В. Васильева. 1963. О связи твердости с механическими свойствами металлов и сплавов. Тр. Инст. металлургии, вып. 13.

Пудовкина И. А. 1957. Точные методы определения отражательной способности и твердости рудных минералов. В кн.: Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. Госгеолтехиздат, М.

Рамдор П. 1962. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, М.

Ревнов Б. И., Е. О. Швайковская. 1959. Статическая и динамическая деформация слюды — мусковита. Кристаллография, т. 4, вып. 5.

Регель В. Р. 1955. Кривые растяжения монокристаллов $TlBr+TlJ$. Тр. Инст. кристаллографии, вып. 11.

Регель В. Р., А. Б. Земцов. 1955. Влияние кристаллографической ориентировки монокристаллов $TlBr+TlJ$ на предел текучести при испытании на растяжение. Тр. Инст. кристаллографии АН СССР, вып. 11.

Регель В. Р., А. А. Урусовская, В. Н. Коломийчук. 1959. Выявление выходов дислокаций на поверхность кристалла методом травления. Кристаллография, т. 4, вып. 6.

Ризниченко Ю. В., Б. Н. Ивакии, В. Р. Бугров. 1953. Импульсный ультразвуковой сейсмокоп. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1.

Ризоль А. И., Е. Н. Алпатов. 1967. Изучение микрогеометрии изломов. Заводская лаборатория, № 2.

Римская-Корсакова О. М., Н. И. Краснова, Т. Г. Петров, В. Н. Поликарпова. 1967. О природе узоров, наблюдаемых на плоскостях спайности некоторых флогопитов. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 96, вып. 2.

Рожанский В. Н., Е. В. Парвова, В. М. Степанова, А. А. Предводителев. 1961. Исследование кинетики избирательного травления и полировки кристаллов $NaCl$. Кристаллографии, т. 6, вып. 5.

Рокицкий П. Ф. 1961. Основы вариационной статистики для биологов. Минск.

Рыбалко С. И. 1964. Выбор оптимальных условий и испытания на микротвердость. В сб.: Химический состав и внутреннее строение минералов, изд. «Наукова думка», Киев.

Рыбалко С. И. 1965. Об оптимальных условиях определения микротвердости минералов. В сб.: Морфология свойства и генезис минералов, Изд. «Наукова думка», Киев.

Рыжова Т. В., Л. М. Решикова, К. С. Александров. 1966. Упругие свойства породообразующих минералов. VI. Гранаты. Физика Земли, № 7.

Сергеев В. Н. 1966. Внутреннее строение и генезис индивидов и агрегатов магнетита. Изд. Томск. унив.

Силаева О. И. 1962. Исследование с помощью ультразвука скоростей распределения упругих волн и упругих параметров. Тр. Инст. физики Земли, № 27.

Синяков В. И. 1965. О зависимости микротвердости магнетита от условий его образования. Геология и геофизика, № 2.

Синяков В. И., М. М. Федосеева. 1967. Особенности микротвердости магнетита железорудных месторождений Сибирской платформы. В сб.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири, изд. «Наука», М.

Синяков В. И., Федосеева М. М. 1967. Исследование микротвердости кристаллов данбурита. В сб.: Конституция и свойства минералов, вып. 2, изд. «Наукова думка», Киев.

Ситтер Л. У. 1960. Структурная геология. ИЛ, М.

Скропышев А. В., В. А. Мокиевский. 1955. О нарушениях в кристаллах исландского шпата. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 84, вып. 2.

Сообщение о неофициальном совещании по рудной микроскопии, состоявшемся в Лондоне. 1966. В сб.: Новое в зарубежных исследованиях по рудной микроскопии, № 1, ВСЕГЕИ.

- Сребродольский Б. И., Н. П. Юшкин. 1965. Определение твердости кристаллов самородной серы Шорсуйского и Роздольского месторождения. Минер. сб. Львовск. гос. унив., № 18, вып. 4.
- Сребродольский Б. И., Н. П. Юшкин. 1966. Исследование твердости кристаллов самородной серы методом вдавливания. В сб.: Конституция и свойства минералов, вып. 1, изд. «Наукова Думка», Киев.
- Сребродольский Б. И., Н. П. Юшкин. 1967. Сравнительная кристалломорфологическая характеристика самородной серы из Предкарпатья и Шорсу. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 96, вып. 3.
- Старцев В. И., В. М. Косевич, Ю. С. Томленко. 1956. Изучение пересечения двойниковых прослоек в монокристаллах кальцита. Кристаллография, т. 1, вып. 4.
- Степанов А. В. 1937. О причинах преждевременного разрыва. Изв. АН СССР, сер. физич., № 4—5.
- Степанов А. В. 1949. О явлении спайности. Техническая физика, т. XIX, вып. 4.
- Степанов А. В. 1953. Основы физического учения о прочности и пластичности кристаллов. Изв. АН СССР, сер. физич., т. 17, № 3.
- Степанов А. В. 1954. О дислокационных теориях прочности и пластичности. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, № 9.
- Степанов А. В., В. М. Краснов. 1952. Исследование зародышей разрушения оптическим методом. Эксперим. и теорет. физика, т. 23.
- Степанов А. В., В. М. Краснов. 1953. Изучение оптическим методом напряженного состояния анизотропной пластинки, находящейся под действием сосредоточенной силы. Эксперим. и теорет. физика, т. 25.
- Степанов А. В., В. М. Краснов, Э. Ф. Шведко. 1958. Экспериментальное определение оптическим методом напряженного состояния в анизотропной пластинке, находящейся под действием сосредоточенной силы. Эксперим. и теорет. физика, т. 34.
- Степанов В. М., Н. А. Туманова, А. А. Предводителев. 1965. Особенности пластической деформации кристаллов каменной соли при высоких температурах. Кристаллография, т. 10, вып. 2.
- Татарский В. Б. 1954. Количественное изучение степени совершенства спайности кристаллов. Уч. зап. ЛГУ, № 178, сер. геол. наук, вып. 4.
- Татарский В. Б. 1965. Кристаллооптика и иммерсионный метод. Изд. «Недра», М.
- Томилловский Г. Е. 1953. Влияние термической обработки при 1300° С на механические свойства синтетического корунда. Труды Инст. кристаллографии, вып. 8.
- Уманский М. М., С. С. Квитка. 1951. Лауэграммы как метод гониометрического изучения кристаллов. В сб.: Кристаллография, Металлургиздат, М.
- Уманский Я. С., Б. Н. Филькенштейн и др. 1955. Физическое металловедение. Metallurgizdat, М.
- Урбах В. Ю. 1964. Биометрические методы. Изд. «Наука», М.
- Урусовская А. А. 1955. Сквозные фигуры удара и давления в кристаллах гексагональных металлов. Тр. Инст. кристаллографии, вып. 11.
- Урусовская А. А. 1960а. Пластическая деформация, не сопровождающаяся астеризмом лауэграммы. В сб.: Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов, Изд. АН СССР, М.
- Урусовская А. А. 1960б. Образование областей с переориентированной решеткой при деформации моно- и поликристаллов. В сб.: Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов, Изд. АН СССР, М.
- Урусовская А. А., Р. Тьягаараджан. 1966. Изучение сферообразования в кристаллах CsJ методом избирательного травления. Кристаллография, т. 11, вып. 3.
- Урусовская А. А., Р. Тьягаараджан, М. В. Классен-Неклюдова. 1967. Образование фигур продавливания в галените. Кристаллография, т. 8, вып. 6.

- Ушаковский В. Т., К. Ф. Кащуров, А. В. Симонов, П. П. Буторин. 1967. Случай искусственного двойникования в синтетических кристаллах кварца. Кристаллография, т. 12, вып. 6.
- Уэрт Ч., Р. Томсон. 1966. Физика твердого тела. Изд. «Мир», М.
- Ферберн Х. В. 1949. Структурная петрология деформированных горных пород. ИЛ, М.
- Ферсман А. Е. 1937. Геохимия, т. 3. ОНТИ, М.—Л.
- Франк-Каменецкий В. А., И. Е. Каменцев. 1961. Рентгеновское исследование синтетического кварца. В сб.: Рост кристаллов, Изд. АН СССР, М.
- Френкель В. М., Р. Ф. Шарафутдинов, М. В. Шишкин. 1967. О возможности выявления дислокаций конденсационным методом. Физика твердого тела, т. 9, вып. 1.
- Фридляндер И. Н., Н. А. Высоцкая. 1948. Исследование сдвига взвешенных примесей в процессе кристаллизации расплава. Докл. АН СССР, т. 62, № 1.
- Фрохт М. 1948. Фотоупругость. ОГИЗ, М.
- Хаимов-Мальков В. Я. 1959. Рост кристаллов. т. II, Изд. АН СССР, М.
- Хан Г. А., Г. А. Седова, Л. А. Куракина. 1950. К вопросу об измельчаемости минерала. Горный журнал, № 5.
- Харитонов Л. Г. 1959. Номограмма для определения микротвердости при испытании на приборе ПМТ-3. Заводская лаборатория, т. XXV, № 10.
- Хаткевич А. Г. 1961. Об упругих константах кристаллов. Кристаллография, т. 6, вып. 5.
- Хейнз В. 1966. Трещиноватость около метамиктных минералов. В сб.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов, изд. «Наука», М.
- Хиллс Е. Ш. 1967. Элементы структурной геологии. Изд. «Недра», М.
- Хрущов М. М. 1947. О выборе основного метода определения твердости минералов. Заводская лаборатория, т. XIII, № 9.
- Хрущов М. М. 1949. В введении новой шкалы твердости. Заводская лаборатория, т. 15, № 2.
- Хрущов М. М. 1950. Микротвердость, твердость по Моосу и классы твердости. Докл. АН СССР, т. 72, № 4.
- Хрущов М. М. 1966. Исследование шкалы твердости Мооса методом микротвердости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Хрущов М. М. и М. А. Бабичев. 1956. Сопротивление абразивному изнашиванию металлов и минералов в том числе обладающих высокой твердостью. Докл. АН СССР, т. 107, № 1.
- Хрущов М. М., Е. С. Беркович. 1943. Микротвердость, определяемая методом вдавливания. Изд. АН СССР, М.
- Хрущов М. М., Е. С. Беркович. 1950. Приборы ПМТ-2 и ПМТ-3 для испытания на микротвердость. Изд. АН СССР, М.
- Цинзерлинг Е. В. 1948. Исследование твердости и хрупкости кварца зонарного и секториального строения методом вдавливания. Докл. АН СССР, т. 60, № 6.
- Цинзерлинг Е. В. 1961. Искусственное двойникование кварца. Изд. АН СССР, М.
- Цинзерлинг Е. В., З. Б. Перекалина. 1955. О прочности кварца на кручение. Тр. Инст. кристаллографии, вып. 11.
- Цобкалло С. О. 1949. Исследование механических и пьезооптических свойств кристаллов хлористого серебра. Техн. физика, т. 19, вып. 4.
- Чернов А. А. 1958. О поверхностном давлении в кристаллах. Кристаллография, т. 3, вып. 2.
- Чесноков Б. В. 1956. Определение приращения объема при метамиктном распаде. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 85, вып. 4.
- Чесноков Б. В., В. А. Попов. 1965. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 162, № 4.

Шаскольская М. П., Ван Янь-вэнь, Гу Шу-чжао. 1961. О расположении дислокаций около отпечатка индентора на гранях кристаллов типа каменной соли. Кристаллография, т. 6, вып. 2.

Шаскольская М. П., Г. Ф. Дობрянскіі. 1962. О связи между распределением дислокаций около отпечатка индентора и прочностью кристалла. Кристаллография, т. 7, вып. 1.

Шафрановский И. И. 1957. Кристаллы минералов. Изд. ЛГУ.

Шафрановский И. И. 1961. Кристаллы минералов. Госгеолтехиздат, М.

Шефтель Н. Н. 1961. К вопросу о реальном кристаллообразовании, II. В сб.: Рост кристаллов, т. III, Изд. АН СССР, М.

Шпунт А. А., О. А. Набутовская. 1967. Микротвердость деформированных кристаллов NaCl. Физика твердого тела, т. 9, вып. 2.

Шрейнер Л. А. 1949. Твердость хрупких тел. Изд. АН СССР, М.

Шрейнер Л. А., О. П. Петрова, В. П. Якушев, Н. П. Павлова, А. И. Спивак, А. Т. Поршкова, К. Я. Садиленко, Н. И. Клочко, Л. С. Баландин. 1958. Механические и абразивные свойства горных пород. Госоптехиздат, М.

Штернберг А. А. 1962. О связи трещиноватости и морфологии кристаллов с примесями. Кристаллография, т. 7, вып. 1.

Шубников А. В. 1935. Предварительные опыты измерения так называемой кристаллизационной силы. Тр. Ломоносовск. ун-в. АН СССР, т. 6.

Шубников А. В. 1949. Симметрия. Изд. АН СССР, М.

Шубников А. В. 1951. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. Изд. АН СССР, М.

Шубников А. В. 1956. О некоторых особенностях тепловой деформации кристаллов. Кристаллография, т. 1, вып. 1.

Шубников А. В., Е. В. Цинзерлинг. 1932. О фигурах удара и давления на кварце. Тр. Ломоносовск. ун-в., вып. 3.

Щукин Е. Д., В. И. Лихтман. 1959. О хрупком разрыве монокристаллов цинка. Докл. АН СССР, т. 124, № 2.

Юшкин Н. П. 1966. Морфология и рост расщепленных кристаллов целестина. В сб.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов, изд. «Наука», М.

Юшкин Н. П. 1966. О книге Г. А. Ильинского «Определение микротвердости минералов методом вдавливания». Геология и разведка, № 1.

Юшкин Н. П. 1967а. Исследование кристаллохимических свойств минералов. Матер. II Коми респ. молодежи. научн. конф., Сыктывкар.

Юшкин Н. П. 1967б. Исследование твердости магнетита методом вдавливания. Тр. Инст. геологии Коми филиала АН СССР, вып. 7.

Юшкин Н. П. 1968. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Изд. «Наука», Л.

Юшкин Н. П. 1969. Поля напряжения в минеральных индивидах и агрегатах и их природа. В сб.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы, Изд. ВСЕГЕИ, Л.

Юшкин Н. П., А. М. Фишман. 1969. О пластической деформации минералов в условиях статического нагружения. В сб.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы, Изд. ВСЕГЕИ, Л.

Ясинская А. А. 1951. О зависимости главнейших физических свойств цинковых обманок от химического состава. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 5.

Akizuki M. 1966. Dislocations in muscovite. Sci. Repts Tohoku Univ., Ser. 3, v 9, № 3.

Bauer M. 1882. Über das Vorkommen von Glitflächen am Bleiglanz. Beiträge zur Mineralogie. Neues Jahrb., 1.

Becker G. F., A. L. Day. 1905. Proc. Wash. Acad. Sci., v. 7.

Bernhardt O. 1941. Über die Mikrohärtte der Feststoffe im Grenzbe- reich des klickschen Anlichkeitssatzes. Zeit. Metallkunde, Bd. 33, Hf. 3.

- Bloss F. D. 1957. Anisotropy of fracture in quartz. *Amer. Journ. Sci.*, v. 225.
- Bloss F. D., G. Frenzel, P. D. Robinson, 1967. Reducing preferred orientation in diffractometer samples. *Amer. Miner.*, v. 52, № 7—8.
- Bloss F. D., G. V. Gibbs. 1963. Cleavage in quartz. *Amer. Miner.*, v. 48, № 7—8.
- Boehm A. 1883. Ueber Gesteine des Wechsels. *Miner. Pet. Mitt.*, № 5.
- Borovec Z. 1966. Störungen in Kaolinit- und Muskovitkristallen und ihre Identifikation im Elektronenmikroskop. *Acta Univ. Carolinae Geol.*, № 1.
- Bottone S. 1873. On a relation subsisting between the atomic weights, specific gravities, and hardness of the metallic elements. *Chem. News*, v. 27.
- Brauns R. 1889. Über die Bedeutung der Morphotropie für Mineralogie. *Neus Jahrb. Mineral.*, 1.
- Breithaupt A. 1836. Vollständiges Handbuch der Mineralogie. Dresden—Leipzig.
- Breithaupt A. 1948. Paragenesis der Mineralien. Freiberg.
- Cahn R. W. 1954. Twinned crystals. *Advances Phys.*, v. 2, № 12.
- Curie P. 1894. Sur la symétrie dans les phénomènes physiques. Symétrie d'un champ électrique et d'un champ magnétique. *Journ. Phys.*, 3 (3).
- Currie K. L. 1967. Shock metamorphism in the Carswell circular structure, Saskatchewan, Canada. *Nature*, v. 213, № 5071.
- Ellis W. C., R. G. Treuting, 1951. *Trans. ATME*, № 191.
- Flörke O. W., Saafeld H. 1955. Ein Verfahren zur Herstellung texturfreier Röntgen-Pulverpräparate. *Zeit. Kristallogr.*, Hf. 106.
- Frenzel G., Bloss F. D. 1967. Cleavage in pyrite. *Amer. Miner.*, v. 52, № 7—8.
- Friedrich E. 1926. Über die Härte anorganischer Verbindungen und der Elemente. *Fortschr. Chem. Phys. u. Phys. chem.*, Bd. 18, Hf. 12.
- Gilman J. J., W. G. Johnston. 1957. The origin and growth of glibe bands in lithium fluoride crystals. *Proc. of the Lake Placid Confo.*
- Häber M. 1965. Beitrag zum Studium der Mikrohärtigkeit von Pyrit. *Geol. sb.* 16, № 1.
- Henriques A. 1957. The Vickers hardness of zinc blende. *Ark. miner. och. geol.*, Bd. 2, № 9.
- Hřichová R. 1966. Effect of temperature on the hardness of garnets. *Sb. Vysoké školy chem.-technol. Praze*. G. 8.
- Hutchinson W. W. 1967. Geothermometry from changes in stress birefringence around inclusions in garnet during heating to 900° C. *Canad Journ. Earth Sci.*, v. 4, № 6.
- Jillson D. C. 1950. An experimental survey of deformation and annealing processes in zinc. *Journ. Metals*, № 188.
- Jeong B. B., A. P. Millman. 1964. Microhardness and deformation characteristics of rare minerals. *Bull. Inst. Mining and Metallurgie*, № 689.
- Kochler J. S. 1952. *Phys. Rev.*, v. 86, 52.
- Krisch A. 1957. Die Verfestigung unter dem Härteprüfeindruck VDI Berichte, 11. Härtemessung im betrieb.
- Lang A. R. 1959. Studies of Individual Dislocations in Crystals by X-ray Diffraction Microradiography. *Journ. Appl. Phys.*, v. 30, № 11.
- Lang A. R., V. F. Miuscov. 1967. Dislocations and Fault Surfaces in Synthetic Quartz. *Journ. Appl. Phys.* v. 38, № 6.
- Laves F. 1952. Über den Finflub von Ordnung und Unordnung auf Mechanische Zwillingsbildung. *Naturwissenschaften*, Bd. 39, № 23.
- Lehman O. 1885. Mikrokristallographische Untersuchungen. *Zeit. Kristallogr.*, № 10.
- Lyall K. D. 1966. The origin of mechanical twinning in galena. *Trans. Amer. Geophys. Union.*, v. 47, № 1.
- Mohs F. 1812. Versuch einer Elementarmethode zur naturhistorischen Erkennung und Bestimmung der Fossilien. Graz.

- Mohs F. 1822. Grundriss der Mineralogie, Dresden.
- Moorkherjee A., K. C. Sahu. 1960. Microhardness of the plagioclase series. *Amer. miner.*, v. 45, № 5—6.
- Moore A. I. W. 1955. Twinning and accommodation kinking in zinc. *Acta Metall.*, v. 3, № 2.
- Mügge O. 1889. Formulae for transformation of indices in simple glibe. *Neus Sahr. Mineral. Geol.*, Bd. 2.
- Mügge O. 1898. Ueber Translationen und verwandte Erscheinungen in Krystallen. *N. Jb. Miner. Beil.*, Bd., 16.
- Orowan E. 1934. Zur Kristallplastizität. *Zeit. Phys.*, 89.
- Orowan E. 1942. A type of plastic deformation new in metals, *Nature*, v. 149.
- Orowan E. 1954. Dislocations in metals. *ATME*, № 4.
- Pabst A. 1955. Transformation of indices in twin gliding. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 66.
- Polany M. 1934. Über eine Art Gitterstörung, die einen Kristallplastisch machen könnte. *Zeit. Phys.*, 89.
- Read W. J. 1953. Dislocations in crystals. N. Y. [Есть русский перевод: Дислокация в кристаллах. ИЛ, М., 1957].
- Reis A., Zimmerman L. 1923. Über Härte und Härteanisotropie. *Zeits. Krist.*, Bd. 57, Hf. 5.
- Reuss. 1929. Berchnung d. Fliesgrenze v. Mischkristallen auf Grund d. Plastizitätsbedingung für Einkristalle. *Zschr. Angew. Mathem. u. Mech.*, Bd. 9, Hf. 55.
- Schrader R. 1966. Mechanische Kräfte und chemische Reaktionen. *Afhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin.*, Kr. Chem. Geol. und Biol., № 5.
- Spenser L. J. 1922. Curvature in crystals. *Miner. Mag.*, v. 19, № 95.
- Standarts on Piezoelectric Crystals. 1958. III., *Proc. JRE*, v. 46, № 4.
- Tabor D. 1951. The Hardness of Metals. Oxford.
- Tabor D. 1954. Moh's hardness scale — a physical interpretation. *Proc. Phys. Soc.*, Bd., v. 67.
- Taylor G. 1934. The mechanism of plastic deformation of crystals. *Proc. Roy. Soc., A*, v. 145.
- Taylor E. 1949. Correlation of the Moh's scale of hardness with the Vickershardness numbers. *Miner. Mag. and Journ. Miner. Soc.*, v. 28, № 206.
- Tertsch H. 1930. Einfache Kohäsionsversuche. I. Arbeitsmethode und Zugspaltungversuche am Steinsalz. *Zeit. Kristallogr.*, v. 74.
- Tertsch H. 1949. Die Festigkeitserscheinungen der Kristalle. Springer Verlag., Wien.
- Tolansky S. 1955. Microstructures of diamond surfaces. London.
- Toubeau G. 1962. Etude des mineraux opaques dans l'infra—rouge proche. *Bull. Soc., Géol., paléontol et Hydrol.*, 70, № 3.
- Turner F. J., D. T. Griggs, H. Heard. 1954. Experimental deformation of calcite Crystals. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 65.
- Urusovskaya A. A., R. Thyagaraajan [Урусовская А. А., Р. Тягараджан] 1965. Plastic Deformation of CsI Single Crystals. *Phys. Stat. Soc.*, v. 10.
- Vaughan W. H., J. W. Davison. 1958. Dislocation motion associated with indentations. *Acta Metall.*, v. 6, № 8.
- Voigt W. 1910. Lehrbuch der Kristallphysik. Leipzig.
- Wallerant F. 1910. Bedingungen für Schiebungsfähigkeit. *Bull. Soc. Franc. Mineral.*, Bd. 27.
- Williams A. 1932. The genesis of the diamond. London.
- Winkermann A. 1908. Handbuch der Physik, Bd. 1, Allgemeine Physik, 2 Aufl., Leipzig.
- Winkler H. G. F. 1950. Struktur und Eigenschaften der Kristalle. Berlin.
- Wolf G. A., I. D. Broder. 1960. Cleavaga and the identification of minerals. *Amer. Miner.*, v. 45, № 11, 12.

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ*

- Авгит 24, 27
 Айкинит (152)
 Актинолит (143)
 Алмаз 23, 57, 78, 82, 111—118, 207, 209, 211, 212, 215, 245, 254, 258, 264, 265, 270, 271, 277, (26), (46), (113), (117)
 Альбит 24, 27, 54, 193, (144)
 Альмандин 23, 27, 193, 196, (109)
 Амфиболы (группа) 164
 Анатаз 79
 Ангидрит 32, 54
 Англезит 54
 Андезин 193
 Анортит 54, 193, (109)
 Антимонит 32, 126, (124), (133), (159)
 Апатит 24, 115, 116, 118, 126, 163, 164
 Арагонит 24, 32, 54, 79
 Аргенит 219
 Арсенолит 78
 Арсеносприт 54, 148, 234, (144)
 Асбест 80, 243
 Аустинит 201
 Байкалит (разновидность салита) 36
 Барит 17, 24, 32, 54, 79, 171, (6), (45)
 Берилл 24, 79, 118, 147, 148, 191, 198, 270, (109), (144)
 Биотит 24, 27, 247, (153)
 Бисмит (152)
 Бисмутит 247, (152)
 Битовнит 193
 Битовнортит (битовнит—анортит) 193
 Бишофит 54
 Борнит 247
 Бурнонит 54
 Везувиян 148
 Висмут 23, 53, 178, 221, (35), (125), (151)
 Вольфрамит 32, 126, 193, 199 (см. также гюбнерит и ферберит)
 Вюртцит 78, 82
 Галенит 23, 31, 32, 53, 86, 115, 118, 128, 148, 160, 164, 178, 198, 212, 217, 219, 223, 229, 230, 232, 240, 245, 257, 266, 268, 270, 273, 276, (43), (97), (109), (131), (143), (158)
 Галит 3, 12—14, 23, 32, 44, 45, 53, 69, 78, 79, 89, 101, 108, 111, 114, 115, 118, 122, 146, 155, 160, 164, 179, 198, 204, 207, 264, 266, 271, 273, 275, (2), (51), (69), (70), (104), (109), (112)
 Гаусманит 53
 Гауэрит (43)
 Гёматит 23, 53, 219, 222, 245, (129)
 Гётит 84, (160) (см. также гидрогётит)
 Гидрогётит (разновидность гётита) 260
 Гипс 31, 32, 90, 115, 116, 118, 147, 148, 169, 211, 243, 257, (116)
 Глаукофан 247
 Гранаты 23, 27, 81, 199, 202, 205, 230, 243, 247, 252, 266, 272
 Графит 32, 53, 79, 112, 140, 243, 245, 257, 276
 Гроссуляр 196 (109)
 Гюбнерит (разновидность вольфрамиты) 193, 199, (109)
 Данбурит 272 (80)
 Диаллаг 24, 27
 Диаспор 84
 Диопсид 24, 27, 54
 Доломит 53, 57
 Железо 32, 53
 Золото 12, 23, 32, 164, 192, 193, 199, 205, 258, (109)

* Без скобок указаны номера страниц, в скобках—номера рисунков.

- Ильваит 199, 270, (109)
 Ильменит 53, 219, (125)
 Иорданит 54
- Кальцит 3, 12, 14, 23, 27, 32, 46, 53,
 57, 58, 61, 63, 79, 115, 116, 118,
 126, 146—148, 163, 164, 217, 219,
 222, 226, 232, 236, 239, 240, 253,
 256, 266, 272, 273, 277, (4), (26),
 (30), (32), (123), (157)
- Камасит 200
 Канкринит 24
 Каолинит 211, 276
 Карналлит 54
 Касситерит 53, 164, 219, (126)
 Кварц 3, 13, 14, 23, 24, 27, 65—68,
 92, 115—118, 141, 146, 160, 163,
 164, 191, 205, 209, 216, 217,
 222—224, 228, 232, 239, 240,
 243, 244, 246, 247, 252, 254, 257,
 265, 267, 274—276, (37)—(39),
 (46), (54), (55), (58), (121), (122),
 (128), (132), (135)—(137), (144),
 (149), (150), (156)
- Кёхлинит 247, (152)
 Киаинит 46, 217, 224, 267
 Киноварь (163)
 Клейофан (разновидность сфале-
 рита) 196, (109)
 Козалит 90
 Колумбит 193, 270, (79), (109)
 Кордиерит 118
 Корунд 23, 37, 53, 84, 115—118,
 201, 202, 207, 209, 267—269, 273,
 (115) (см. также лейкосапфир
 и рубин)
 Коусит 247
 Криолит 54
 Куприт 79
- Лабрадор 24, 27, 193
 Ледерит (гмелинит, разновидность
 титанита) 54
 Лейкосапфир (разн. корунда) 3
 Лейцит 53
 Лешидолит 247
 Лед 24
- Магнетит 53
 Магнетит 23, 53, 84, 114, 115, 118,
 126, 148, 134, 147, 160, 163, 164,
 191, 198, 199, 205, 219, 245, 272,
 275, (77), (79), (109), (118), (124),
 (162)
- Марказит 54
 Марматит (разновидность сфале-
 рита) 196, (109)
 Медь 12, 32, 53, 118, 187, 258, (106)
 Метациннабарит (163)
- Микроклин 239
 Микроклин-пертит 27
 Миллерит 53, 221, (125)
 Молибденит 32, 79, 225, (130)
 Монацит 68, 231, 269 (140)
 Мусковит 24, 27, 177, 211, 232, 247,
 272, 275, 276, (101), (102), (139)
 Мушкетовит (142)
 Мышьяк 68
- Натриевая селитра 53, 243, 266
 Натролит 90
 Нефелин 27
- Оливин 24, 27, 79, 117
 Олигоклаз 24, 27, 193
 Олово 23, 53, 62
 Омфацит 247
 Ортит 126, 196, 197, 201, 268, (79),
 (109), (153)
 Ортоклаз 24, 27, 115—118, 164
 Оттрелит (132)
- Периклаз 86
 Пираргирит 53
 Пирит 23, 126, 148, 160, 175, 240,
 241, 243, 245, 260, 268, 276, (116),
 (141), (160)
 Пироп 193, 202, (109)
 Пирофиллит 118
 Пирохлор 148, 196, 201, 247, (109)
 Пирротин 147, 148, 160, 219, 245,
 (164)
 Плаггиоклазы 193, 215, 220, 239, 277,
 (109), (120), (127)
 Платина 164
 Полевые шпаты 115, 117, 239, 240,
 253
- Роговая обманка 24
- Рубин (разн. корунда) 3, 31, 84, 250,
 270, (17)
 Рутил 23, 32, 53, 78, 79, 90, (50)
- Салит (см. байкалит)
 Свинец 53
 Сенармонтит 78
 Сера 24, 84, 126, 132, 147, 148, 164,
 192, 217, 224, 226, 254, 257, 273,
 275, (108), (134), (138), (158)
 Серебро 23, 32, 192, 193, 199, (109)
 Сидерит 53
 Сильвин 23, (52)
 Скаполит 118
 Скуттерудит (151)
 Смитсонит 118
 Спессартин 27, 196, (109)
 Сподумен 215, 257, 266, (119), (144)

- Ставролит 24
Станнин 53, 81
Сульванит (124)
Сурьма 53
Сфалерит 23, 53, 76—79, 111, 118, 128, 196, 219, 245, 265, 268, 275, (48), (97), (100), (109), (146), (164) (см. также клейофан)
Тальк 112, 116, 118
Танталит 193, 270, (109)
Таффеит 118
Тетраэдрит 160
Титанит 54 (см. также ледерит)
Топаз 24, 79, 115—118, 126, 137, 148, 230, 253, 265, (83)
Турмалин 23, 252, 253
Тэнит 201
Уранинит (урановая смолка) (42)
Ферберит (разновидность вольфрамита) 193, 199, (109)
Фергюссонит 260, (161)
Флогопит 24, 27, 236, 272, (145)
Флюорит 17, 23, 32, 79, 82, 116, 117, 122, 126, 147, 148, 162, 253, (6), (44)
Халькозин 54, 219, 247
Халькопирит 53, 148, 219, 229, 245, (125), (143), (164)
Хлорит 164
Хризоберилл 117
Хромит 23
Целестин 24, 54, 148, 275
Цинк 53, 178, 267, 275—277, (28), (29), (33)
Циркон 23, 117, 118, 148, 191, 201, 248, 267, (100), (107), (154)
Шеелит 115, 118, 148, 243, 254, 258, (136)
Шпинель 23, 84, (43)
Эвкристит (144)
Эгирин 24, 27
Электрум 193
Эпсомит 90, 243

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Основные механические свойства кристаллов	9
§ 1. Деформация кристаллов при растяжении и сжатии	9
§ 2. Влияние внутренних и внешних факторов на характер деформаций	11
§ 3. Упругие деформации кристаллов	14
§ 4. Пластические деформации кристаллов	27
§ 5. Хрупкое разрушение кристаллов. Излом, спайность, отделимость	70
§ 6. Упрочнение кристаллов	86
Глава II. Твердость минералов, ее природа и связь с другими механическими свойствами кристаллов	91
§ 1. Твердость и способы ее определения	91
§ 2. Анализ напряженного состояния и деформаций кристалла под индентором при микровдавливании	96
§ 3. Разрушение кристалла при склерометрии	104
§ 4. Некоторые вопросы кристаллохимической теории твердости	110
Глава III. Исследование механических свойств кристаллов минералов	115
§ 1. Исследование твердости минералов	115
§ 2. Исследование упругих свойств минералов	138
§ 3. Исследование пластических свойств минералов	143
§ 4. Исследование хрупких свойств, излома и спайности минералов	155
§ 5. Фигуры удара и давления на кристаллах	177
§ 6. Примерная программа получения полной механической характеристики минералов	180
§ 7. О способах выражения результатов исследований	183
Глава IV. Изменения механических свойств, связанные с индивидуальными особенностями минералов	190
§ 1. Механические параметры геометрических элементов кристалла	190
§ 2. Зависимость механических параметров кристаллов от их химического состава	192
§ 3. Зависимость механических параметров кристаллов минералов от особенностей их физического состояния и наличия природных дефектов	199
§ 4. Механические свойства минералов как носители потенциальной минералогенетической информации	204

Глава V. Деформации минералов в природных условиях . . .	206
§ 1. Проявление деформаций минералов в природных условиях	206
§ 2. Причины, вызывающие деформации минералов в природных условиях (природа полей напряжений в минеральных индивидах)	238
§ 3. Роль деформаций в онтогении минералов	255
Заключение	263
Литература	264
Указатель минералов	278

Николай Павлович Юшкин

Механические свойства минералов

*Утверждено к печати
Коми филиалом АН СССР*

Редактор издательства *Т. Н. Токарева*
Художник *Я. В. Таубеурцель*
Технический редактор *Е. Н. Мурашкина*
Корректоры *А. А. Гинзбург* и *Л. Б. Жукорборская*

Сдано в набор 26/III 1971 г. Подписано к печати
5/XI 1971 г. Формат бумаги $60 \times 90^{1/16}$. Печ. л.
 $17^{3/4} = 17.75$ усл. печ. л. Уч.-изд. л. 18.90. Изд. № 4526.

Тип. зак № 1214. М-26614. Тираж 1700.

Бумага № 2.

Цена 2 руб.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164. Ленинград, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука». 199034.

Ленинград, 9 линия, д. 12

ИСПРАВЛЕНИЕ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
20	5 сверху	S_{il}	C_{il}
20	6 »	S_{ik}	S_{il}
21	4 снизу	Т. В. Рыжковой	Т. В. Рыжовой
39	13 »	удлинения	удаления
40	7 »	$\frac{-2\pi b}{e^{d(1-\mu)}}$	$e \frac{-2\pi b}{d(1-\mu)}$
52	7 сверху	R-1	R = 1
96	5 »	ПТМ-5	ПМТ-5
101		<i>Рис. 65 перевернут</i>	
119	2 сверху	табл. 15	табл. 14
192	4 »	Сребродальский	Сребродольский
230	2 снизу	исследовательность	последовательность
271	26 »	Изд. МГУ	Изд. «Наука»

72

2 руб.



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ