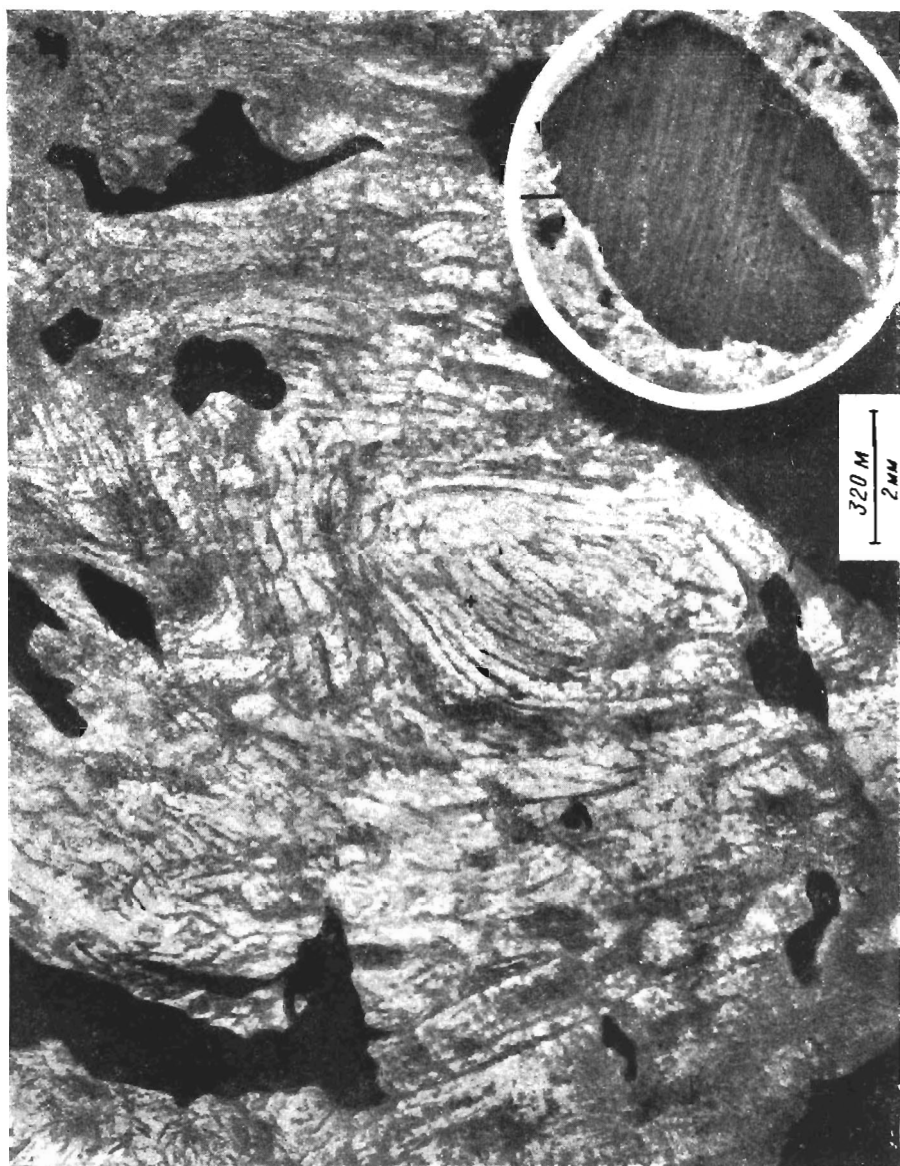


Х.В. ФЕРБЕРН

**СТРУКТУРНАЯ
ПЕТРОЛОГИЯ
ДЕФОРМИРОВАННЫХ
ГОРНЫХ ПОРОД**



Аэрофото складчатых слюдяных сланцев близ Еллоунайфа, сев.-зап. территории Канады. В кружке микрофотография полосчатого кварцевого зерна (формация Айибик, Маркетт, штат Мичиган). Показан относительный масштаб деформационных структур, наблюдаемых в поле и в лаборатории.

Х. В. ФЕРБЕРН

СТРУКТУРНАЯ
ПЕТРОЛОГИЯ
ДЕФОРМИРОВАННЫХ
ГОРНЫХ ПОРОД

Перевод с английского

Н. И. и М. Б. БОРОДАЕВСКИХ

под редакцией

академика А. Н. ЗАВАРИЦКОГО

1949

ИЗДАТЕЛЬСТВО

ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Москва

STRUCTURAL PETROLOGY
OF DEFORMED ROCKS

by

HAROLD WILLIAMS FAIRBAIRN

1942

ПРЕДИСЛОВИЕ

Метод структурного петрографического анализа, излагаемый в настоящей книге, применяется около четверти века, но его применение до сих пор еще является сравнительно ограниченным, несмотря на то, что в определенных случаях он может оказать большую услугу при решении петрологических вопросов.

Ограниченность применения этого метода была прежде всего связана с большой трудоемкостью его, а отчасти также имело значение и то обстоятельство, что основы его не были изложены в достаточно систематическом и сжатом виде. В известной степени причиной отсутствия такого изложения, повидимому, было то, что вначале метод должен был подвергнуться значительному предварительному испытанию при применении его на практике¹.

Предлагаемая вниманию читателя книга является хотя не вполне оригинальным и кратким, но систематическим изложением метода, сделанным автором на основании своего опыта применения этого метода в научной работе и преподавании в Массачусетском технологическом институте. Эта работа, помимо изложения основных процессов и принципов, строго разделенных одни от других, дает практические указания для работы.

Книга Ферберна излагает как основания метода, так и приемы его практического применения. Первая часть посвящена изложению фактов, наблюдающихся в динамометаморфизованных горных породах, и явлений, воспроизводимых искусственно, которые являются исходными для приложения метода. Во второй части содержится объяснение этих фактов и явлений, рассматриваются примеры возникновения и развития ориентировки минералов в горных породах, вытекающие из этого общие проблемы и гипотезы о появлении ориентированных

¹ В нашей литературе краткое систематическое изложение структурной петрографии мы имеем в работе А. В. Пэка; она посвящена главным образом основным принципам метода и является кратким систематическим обзором главных положений этого метода по данным основной литературы.

структур с точки зрения возникающих в горных породах напряжений и деформаций. Приводятся примеры приложения этих идей к решению проблем общей и прикладной геологии.

Третья часть книги излагает приемы исследования, именно: подбор материала в поле и применение микроскопа; кратко излагается применение рентгеновских снимков и, наконец, способы представления результатов на диаграммах.

Систематичность и сжатость изложения представляют несомненные достоинства книги. Она может представить интерес для читателей, занимающихся методом микроскопического структурного анализа горных пород.

Академик *А. Н. Заварицкий*

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

Настоящая книга представляет собой дальнейшее развитие работы, начатой несколько лет назад в Австрии (Иннсбрук) и продолжавшейся в последующие годы в Канаде (Королевский университет) и в Массачусетском технологическом институте.

Появлению книги предшествовали две работы, изданные литографским способом, а именно: „Введение в структурно-петрографический анализ“ (1935 г.) и „Структурная петрология“ (1937 г.), выпущенные Королевским университетом. Оба эти издания имели ряд очевидных недостатков и ныне утратили свое значение. За последние годы в связи с появлением множества новых работ, возникла необходимость подытожить полученные факты и попытаться дать их интерпретацию. Эту задачу автор и поставил себе в настоящей работе.

Расположение материала в данной книге существенно отличается от такового в упомянутых предыдущих работах автора и вообще от общепринятого. Я надеюсь, что читатели одобряют раздельное освещение фактов и гипотез. Хотя материал, излагающийся в книге, по большей части уже известен из литературы, некоторые из выводов и обобщений появляются в печати впервые.

Нет необходимости говорить здесь о значении работ Зандера и Шмидга и их европейских последователей, явившихся пионерами в этой области науки. Их труды имеют огромную ценность в качестве основы для всех позднейших исследований и отличаются весьма детальной разработанностью вопросов.

Во избежание недоразумений необходимо со всей резкостью подчеркнуть, что настоящая работа не является учебником; она рассчитана на то, чтобы дать подготовленному читателю все основные принципы и практические установки для ведения самостоятельной работы в области структурной петрологии. Это требует от читателя, кроме знакомства с общими структурными проблемами, некоторых познаний в области оптической и кристаллографической петрографии. Иначе было бы необходимо расширить эту книгу в пропорции, совершенно не отвечающей ее основной задаче.

Геолог, привыкший к работе в поле, может чувствовать себя неуверенно в исследованиях, основывающихся на современной лабораторной технике, и может недооценить значения этих методов. Петрограф, знакомый с лабораторными методами, наоборот, может быть поставлен в невыгодное положение отсутствием полевого опыта и будет неспособен использовать структурные наблюдения для интерпретации результатов лабораторных исследований. Следовательно, с точек зрения этих столь различных исследователей эта книга может показаться не вполне удовлетворительной. Это составляет несчастье любой специализированной науки, когда многие исследователи, будучи недостаточно знакомыми с ее методами, тем не менее чрезвычайно заинтересованы в получении ее результатов. Это, в частности, справедливо и для структурной петрологии в ее связи с геологическими проблемами. Ограничиться же только составлением каталога выводов и эскизами работы было бы нерационально; с другой стороны, давать начальный учебник полевой структурной геологии, кристаллографии, петрографии и т. д. также вряд ли практично. За исключением немногих, идущих вровень с современным развитием структурной петрологии, большая часть читателей, наугад открывая эту книгу, встретит большие затруднения. Это и понятно, так как употребляемые нами концепции и терминология только начинают проникать в литературу, и подавляющее большинство геологов еще не знакомо с ними. К книге приложена исчерпывающая библиография.

Структурная петрология находится еще в той документальной стадии, когда требуется детальный список источников.

Кембридж, Массачусетс,
октябрь 1941 г.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ
О СТРОЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД**

Глава I

ВВЕДЕНИЕ

В течение последнего десятилетия большинство геологов ознакомилось если не с содержанием, то с термином „структурная петрология“¹. Он довольно расплывчато указывает на некоторую связь с полевыми и лабораторными методами и подчеркивает большее значение физических свойств горных пород по сравнению с данными об их вещественном составе. Это впечатление совершенно верно. Было бы, однако, ошибочным считать, что исследования подобного рода начались только с тех пор, как появился этот термин, которым мы пользуемся теперь, чтобы охарактеризовать сущность таких исследований. Определенный этап в развитии структурной петрологии составили глубокие исследования Лизса [79], произведенные почти сорок лет назад, задолго до начала применения современных лабораторных приборов. Время от времени производились другие, менее известные, исследования. Однако в ее наиболее широком значении отрасль науки, о которой идет речь, была очерчена Зандером и Шмидтом в связи с их исследованиями в Восточных Альпах. Идеи этих исследователей были изложены в двух книгах [105, 117] и многочисленных журнальных статьях.

За пределами Австрии и Германии до последних лет проблемам структурной петрологии уделялось мало внимания. Теперь это отношение к ней, к счастью, изменилось, и, насколько можно судить по новейшей литературе, к этой отрасли петрологии пробудился живейший интерес.

В описательной части структурная петрология имеет дело со всеми структурными и текстурными признаками горных пород, целью же ее является выяснение генезиса и пространственных соотношений этих структур и текстур. Она рассматривает главным образом данные о тех свойствах горных пород,

¹ Этот термин введен в 1934 г. Элеонорой Нопф на лекциях, читанных в Харвардском и Уэльском университетах.

которые имеют пространственное выражение, а не особенности их химического и минералогического состава. Последние составляют содержание *отрасли петрологии, занимающейся вещественным составом пород (compositional petrology)*, которая, таким образом, противопоставляется петрологии „структурной“. Важнейшие элементы, определяющие содержание каждой из этих наук, сведены в табл. 1.

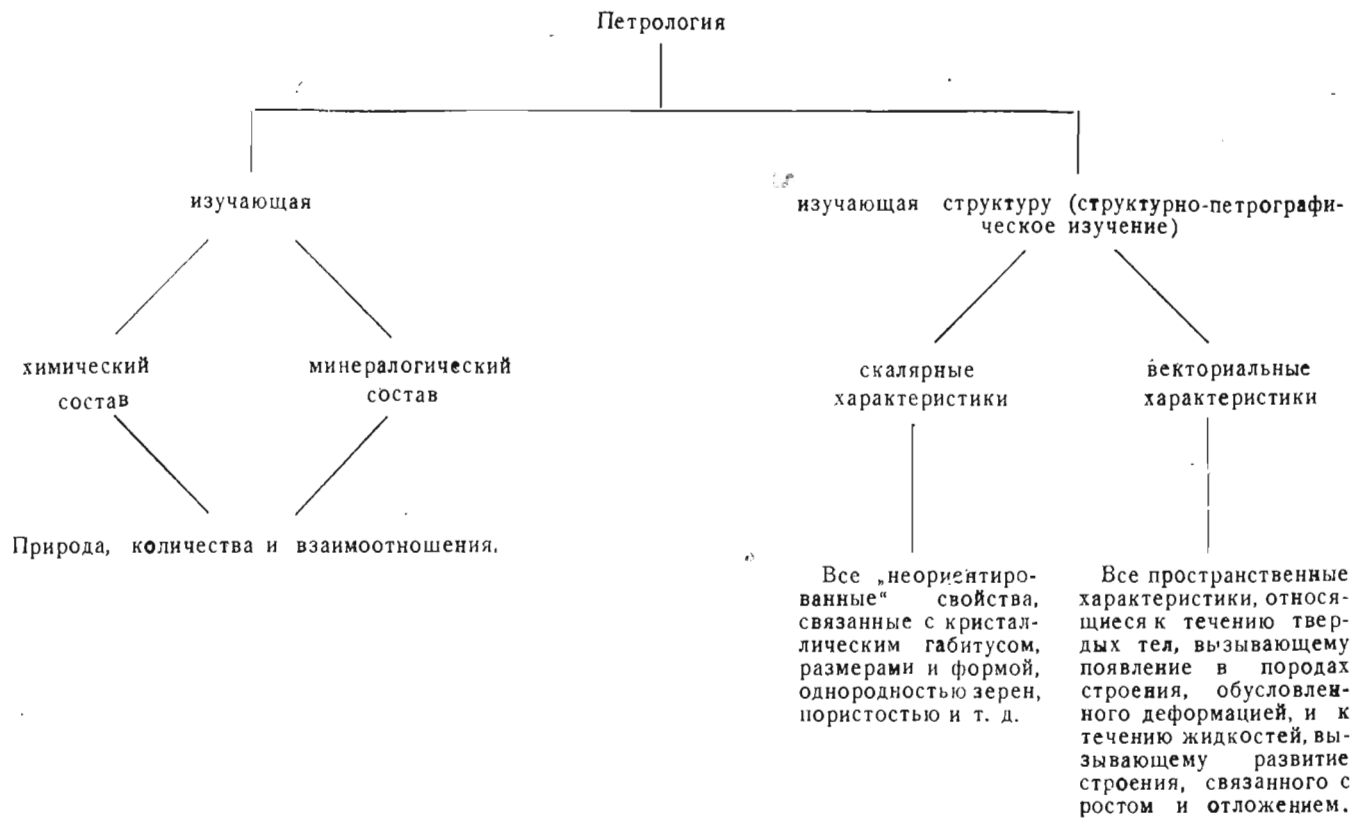
Большинство читателей, вероятно, будет удивлено отсутствием в таблице термина *метаморфизм*. Здесь не место для длительной дискуссии о роли этого термина в современной петрологии; его отсутствие в нашей книге обусловлено тем, что он отдельно употребляется для характеристики как структурных особенностей, так и особенностей вещественного состава горных пород, почему мы и сочли его употребление нежелательным. Термин этот фактически изжил себя и во многих других отношениях, поскольку различные авторы используют его в неодинаковом смысле, и он сделался слишком расплывчатым для того, чтобы вводить его в точную классификацию, к какой мы здесь стремимся.

Термин *строение*¹ впервые введен Э. Нопф (E. V. Knopf) [64], как эквивалент немецкого термина „*Gefüge*“ [105]. Он представляет основной термин структурной петрологии. Буквальным переводом слова „*Gefüge*“ могут быть также слова *текстура* или *структура*, но, как известно, в английской терминологии *текстура* имеет значение структуры, в русском или немецком языках — наоборот. Поэтому желателен нейтральный термин, и термин *строение (fabric)* нам кажется наиболее подходящим для этой цели².

В общих словах, согласно Зандеру [105], *строение* какого-либо вещества определяется всеми его пространственными характеристиками, независимо от внешней формы и ограниченный предмета. Термин, следовательно, применим не только к горным породам. Всем природным и искусственным

¹ Наиболее рациональный, по мнению редактора, перевод термина *fabric*. (Прим. ред.)

² Насколько можно было установить, термин *fabric* ранее в геологическую терминологию вводился только однажды, в связи с системой С. I. P. W., согласно которой текстуры классифицируются по степени их кристалличности, зернистости и по *fabric*. Последний признак был определен как форма и расположение кристаллических и некристаллических частей в *структуре*. Сравнение этого определения с термином *fabric* в том смысле, как он используется автором в этой книге, показывает, что здесь нет противоречий. Однако *fabric* четырех авторов ограничивается видимыми формами и расположением, в то время как в более широком смысле к *fabric* можно отнести все пространственные свойства горных пород. Кроме того, термин этот в смысле четырех авторов не употребителен в настоящее время, так что его распространение в область структурной петрологии не поднимает какой-либо серьезной терминологической проблемы.



материалам так же присуще свое строение; например, среди последних изучение строения металлов имеет первостепенное значение. Мы ограничиваемся здесь рассмотрением *строения горных пород (petrofabric)*, изучение которого и представляет основу структурной петрологии.

Зандер [108], классифицируя данные о строении, различал среди них две группы — *скалярные* и *векториальные*. Скалярные данные характеризуют те физические свойства, которые определяются путем измерения длины, ширины и т. д., т. е. свойства, не связанные с направлением. Векториальные данные выявляются пространственными измерениями, позволяющими обнаружить свойства, зависящие от направления в ту или другую сторону.

До последних лет петрологи соприкасались главным образом с данными о вещественном составе и только с очень немногими из числа наиболее очевидных скалярных свойств; векториальные свойства привлекали мало внимания. Это положение сейчас быстро выправляется, и структурная сторона петрологии заслуженно становится независимым учением.

Свойства, зависящие от направления, могут возникать при деформации, росте кристаллов или отложении вещества. *Строение, обусловленное деформацией*, развивается в тех случаях, когда компоненты горной породы приобрели ориентированность под действием стресса. Ее обычно обнаруживают горные породы в орогенических зонах.

Строение, обусловленное ростом зерен, развивается благодаря их росту на месте вследствие кристаллизации; таковы, например, *гребенчатые текстуры* многих жил. *Строение, возникающее в процессе отложения*, представляет результат ориентировки зерен вследствие механического их отложения из движущейся или спокойной жидкой среды; примером могут считаться дельтовые пески или кристаллы, опустившиеся под действием силы тяжести на дно магматической камеры. В этой книге мы рассматриваем только деформированные породы, сосредоточивая внимание на строении, обусловленном деформациями. Исключением двух других типов отнюдь не означает недооценки их роли в предмете структурной петрологии. Оно скорее обусловлено недостатком места и стремлением сконцентрировать внимание только на явлениях течения твердого вещества. Течение жидкостей, с которым связаны структуры, обусловленные ростом и отложением, представляет область, в некоторых отношениях даже более сложную, чем рассматриваемая здесь, в которой многое еще предстоит сделать¹.

¹ Краткое изложение этого раздела структурной петрологии давалось автором в литографированном издании, предшествовавшем настоящему то-

Перед тем как перейти к специальному изучению *строения, обусловленного деформациями*, необходимо условиться о нескольких терминах, которые относятся к структурно-петрографическому исследованию в целом. Большая их часть заимствована из длинного списка терминов, применявшихся Зандером и принятых другими исследователями.

Элемент строения представляет отдельный кристалл или группу кристаллов, которые ведут себя как одно целое под действием приложенных к ним сил. В этом термине подчеркивается та мысль, что независимую векториальную единицу может представлять не только отдельный кристалл, но и агрегаты кристаллов. При этом агрегаты кристаллов, проявляющие себя как отдельный элемент, можно называть *сверхиндивидуумами*.

Формы элементов строения можно охарактеризовать как плоскостные, линейные или изометрические. Эти термины в данном случае имеют более широкий смысл, нежели в тех случаях, когда их применяют для описания габитуса кристаллов, так как они дают еще и характеристику групп кристаллов, составляющих элемент строения.

Термин *плоскостной* характеризует таблитчатые формы, у которых один размер значительно меньше, чем два других. *Линейный* относится к столбчатым формам с двумя размерами, подчиненными третьему; *изометрические элементы*—такие, у которых все измерения равны.

Пространственные данные, определяющие элементы строения, объединяются в общем термине *ориентировка*. Если ориентировка обнаруживает какие-либо векториальные свойства, то ее называют *предпочтительной ориентировкой*, заимствуя этот термин у металлургов. Так как в строении горных пород почти неизбежно имеются некоторые черты векториального расположения, различие между ориентировкой вообще и предпочтительной ориентировкой практически не имеет значения. Это в особенности справедливо для строения, обусловленного деформацией, почему прилагательным „предпочтительная“ мы мало пользуемся в данной книге.

Представление об ориентировке в породах основывается на средней ориентированности ее элементов, обнаруживаемой статистическим анализом. Чтобы обнаружить эту среднюю ориентировку, необходимо исследовать зерно за зерном; затем данные этих единичных наблюдений объединяются так, чтобы по возможности ясно показать все соответствующие детали. Описание этих методов приводится в части III. Обнаруженная

му [35а], где имеются ссылки на исследования изверженных пород, производившиеся братьями Клоос и Болком [11].

ориентировка может быть *пространственной* или может относиться к *кристаллической решетке*.

Пространственная ориентировка выражается только формой зерен; силы, производящие ориентировку, не действуют на внутреннюю структуру решетки. Термины *пространственно-плоскостная* и *пространственно-линейная* можно употреблять для различения частных типов пространственной ориентировки. *Ориентировка кристаллической решетки*, наоборот, независима от формы зерен. Ориентирующие усилия оказывают свое действие только на внутреннюю решетку кристаллов. Они могут вызвать косвенно и пространственную ориентировку, но последняя в данном случае не является обязательным следствием процесса.

Современная структурная петрология, можно сказать, началась с 1925 г., когда впервые удалось выяснить ориентировку кристаллической решетки зерен в строении горной породы. Это было связано с применением универсального федоровского столика—приспособления к микроскопу, которое открыло путь к исчерпывающему изучению ориентировки. „Механизация“ *петроструктурного анализа* позволила собрать большую часть фактов по ориентировке, изложенных в следующих главах.

Глава II

ОРИЕНТИРОВКА В СТРОЕНИИ, ОБУСЛОВЛЕННОМ ДЕФОРМАЦИЯМИ

Введение

Структурно-петрографические исследования обычно критикуют за то, что факты в них не строго отделяются от гипотез. Это, в частности, справедливо и применительно к проблемам деформации. Поэтому, рискуя несколько нарушить связность изложения и мирясь с неизбежностью повторений, в этой книге факты и следствия из них мы рассматриваем независимо. Однако перед тем как перейти к деталям, необходимо дополнить те определения и общие идеи, о которых было сказано на предыдущих страницах, несколькими замечаниями об особенностях, свойственных только строению, обусловленному деформациями. Большую часть этих особенностей поясняет схематический рис. 1, к которому мы часто будем обращаться и в дальнейшем изложении. Существуют две группы строений, обусловленных деформациями: *строения, указывающие на течение твердого вещества* в самом широком смысле слова, когда сплошность породы сохраняется, несмотря на движения, и *строения, характеризующиеся разрывами*, нарушающими сплошность. Течение твердых тел обнимает зандеровское движение составных частей, которое он определил следующим образом [105]: „Под движением составных частей мы понимаем всякое движение какого-либо из элементов породы, в результате которого после деформации и в течение рассматриваемого промежутка времени порода сохраняет свою сплошность“.

Породы, в которых эти движения компонентов суммировались с образованием некоторого тектонического рисунка, выявляемого ориентировкой зерен, обозначаются термином *тектониты*¹. Этот вошедший в употребление генетический термин обнимает многочисленные группы деформированных пород, которые в прошлом описывались как сланцеватые в том или другом отношении, полосчатые или даже массивные.

¹ Этот термин ранее применялся Баклундом [18] при описании милонитовых зон в кристаллических сланцах осадочного происхождения, которые отчасти подверглись перекристаллизации.

Большая часть тектонитов характеризуется плоскостными и линейными элементами. Параллельность плоскостных элементов дает начало сланцеватости или, как ее можно назвать,

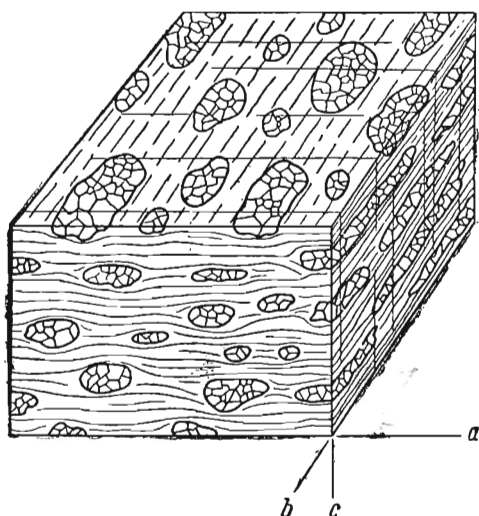


Рис. 1. Схематическая блок-диаграмма, на которой показаны главные свойства тектонита, состоящего из агрегатов кварцевых зерен, включенных в сплетение листочков слюды. Каждое из гнезд кварца, являясь элементом строения („сверхиндивидом“), имеет определенную пространственную ориентировку. Зерна, слагающие эти сверхиндивиды, не обнаруживают пространственной ориентировки, однако применение статистического анализа, вероятно, позволило бы установить для них ориентировку кристаллической решетки. С последней может быть связано существование поверхности s , которую можно выявить только статистическим путем. Расположением агрегатов кварца и листочков слюды определяется ясно выраженная сланцеватость (параллельная верхней плоскости блок-диаграммы), а также линейность (параллельно b). Указанная буквами ориентировка осей строения характеризует их обычное отношение к сланцеватости и линейности. Поперечные трещины ac изображены сплошными линиями, перпендикулярными к b .

листоватой слоистости¹, а параллельность линейных элементов проявляется в линейности. Если, как обычно, присутствует и то и другое, линейность неизменно параллельна сланцеватости. Эта пространственная ориентировка плоскостных и линейных элементов отнюдь не представляет существ-

¹ Термин *foliation*, который так переводится, применяется автором не в том ограниченном смысле, какой ему придает большинство британских геологов; они склонны обозначать им только полосчатость вещественного состава, свойственную гнейсам и родственным им породам, что не соответствует этимологическому корню и, согласно Э. Нопф [63b], расходится с первоначальным определением. [В русском языке он передается более широким термином *сланцеватость*. (Прим. ред.)]

венного признака тектонитов, но она в них всегда развита, по крайней мере в некоторой степени. Распознавание ее облегчается представлением об *осях строений* или структурных осях, которые помогают охарактеризовать ориентированные свойства. Следуя Зандеру, эти оси обозначаются *a*, *b* и *c*, и им придается некоторый генетический смысл, с чем связаны как преимущества, так и неудобства.

Главной осью является *a*, параллельная направлению совершившегося движения. Она обычно перпендикулярна к линейности и параллельна сланцеватости; однако в некоторых случаях она параллельна линейности или может пересекать сланцеватость. Может развиться несколько осей *a*. Полное значение их будет разъяснено позднее.

b — ось, перпендикулярная к *a* и обычно параллельная линейности осевых линий складок или линий пересечения сланцеватости и напластования. Если в породе развита листоватость, что представляет обычный случай, *b* лежит на поверхности сланцеватости. В некоторых тектонитах наблюдается две или несколько осей *b*. При региональных масштабах они могли бы быть названы тектоническими осями.

c обычно обозначает нормаль к плоскости, в которой лежат оси *a* и *b*, и не имеет самостоятельного значения в качестве координаты строения.

Взаиморасположение осей зависит от выбора оси *a*, но она не может быть определена до тех пор, пока не будет закончено статистическое исследование. Иногда сделать это оказывается невозможным даже и после такого исследования. Поэтому не следует забывать, что определение осей, произведенное во время полевой работы, обязательно должно проверяться впоследствии и требует осторожного подхода.

С представлением об осях строения тесно связано представление о поверхности *s*. Этим термином обозначаются все поверхности или плоскости в строении, обусловленном деформациями.

Он, в сущности, почти представляет синоним листоватости, но гораздо шире, так как включает и все статистические поверхности, выявляемые ориентировкой кристаллических решеток минералов, составляющих элементы сложения¹.

Статистические поверхности не представляют реальных или видимых плоскостей. Это виртуальные поверхности, независимые от пространственной ориентировки, которая обуславливает сланцеватость. В теоретическом отношении

¹ Мы не считаем обязательной классификацию тектонитов, предложенную Зандером [105] и принятую Э. Нопф и Ингерсоном [65], которые различают *s*-тектониты (одна поверхность *s*) и *b*-тектониты (несколько поверхностей *s*.)

поверхности s анализировались Шмидтом и Линдлеем [119]. В дальнейшем тексте нами описаны многочисленные примеры.

Если вдуматься в содержание терминов и определений: векториальное строение (обусловленное деформациями, ростом, отложением), ориентировка (пространственная ориентировка, ориентировка решетки), тектониты (течение твердых тел, движения составных частей), оси строения a , b и c и поверхности s , то нетрудно убедиться, что структурная петрология отнюдь не отбрасывает те идеи, на которых ранее строились представления о структурах горных пород, вытекавшие из полевых наблюдений. Правильнее считать, что структурная петрология основывается на них, но выделяет некоторые особенности, которым в прошлом не придавалось большого значения, и сосредоточивает на них все внимание. Обоснование этого расширенного содержания структурной геологии и дается на следующих страницах.

Ориентировка минералов в тектонитах

Тектониты должны всегда обнаруживать те или иные признаки движения компонентов или течения в твердом состоянии. Так как они встречаются в орогенических областях, то обычно не возникает никаких сомнений относительно факта такого течения. Ограничение его получается с одной стороны в очень слабо деформированных породах, как, например, лишь в слегка смятых осадках, с другой - в тех группах горных пород, которые подвергались деформации при достаточно высокой температуре, вызывавшей их частичное расплавление. В этих „предельных“ формах тектонитов установить наличие движений компонентов или доказать отсутствие этих движений очень трудно¹.

Ориентировка всех обычных минералов, слагающих тектониты, в той или иной мере уже изучена, характеризующие ее данные сведены в табл. 2. Для некоторых минералов они полнее, чем для других; в частности, это относится к столбцу, озаглавленному a . Кварц, ввиду того что его ориентировка непостоянна и требует подробных объяснений, не включен в таблицу. Для слюды, кальцита и некоторых других

¹ Недеформированные осадочные и изверженные породы, в которых ориентированность зерен представляет результат отложения из подвижной среды (воздух, вода или магма) Нопф и Ингерсон [65] называют *первичными тектонитами*. *Вторичные тектониты*, по этим же авторам, — это те, в которых ориентировка зерен возникла при деформации уже твердой породы. В нашей книге только последние и рассматриваются как настоящие тектониты. Так называемые первичные тектониты мы относим к горным породам, строение которых обусловлено отложением.

Таблица 2

ОРИЕНТИРОВКА МИНЕРАЛОВ, СЛАГАЮЩИХ ТЕКТОНИТЫ, ОТНЕСЕННАЯ
К СТРУКТУРНЫМ ОСЯМ *a, b* и *c*

Минерал	Плоскость кристалла, параллельная <i>ab</i>	Кристаллографическое направление, параллельное <i>a</i>	Кристаллографическое направление, параллельное <i>b</i>	Кристаллографическое направление, параллельное <i>c</i>	Источники
Флюорит	(111)	[011] ¹			67
Кальцит	(01 $\bar{1}$ 2)	$\{r:r\}^2$			40
Доусмит	(02 $\bar{2}$ 1)				39
Кварц	Смотри табл. 6 на стр. 116 и рис. 2 на стр. 21				
Турмалин			[0001]		3
Скаполит	(001)				131a
Оливин	(010)				6,92
Ангидрит			[010]		5,69
Гипс	(010)	[100]			33
Слюда	(001)				105
Стильпномелан	(001)				131
Хлоритоид	(001)				25a
Хлорит	(001)				105
Эпидот		[010]			3
Титанит	(102)				130
Роговая обманка	(110)	[001]			
	(100)				105, 116
Кианит	(100)				6
Плагиоклаз (альбит)	(010)	[001]	[100]	[010]	89a, 116
	(010)	[100]	[001]	[010]	135
	(001)	[100]	[010]	[001]	
	(100)	[001]	[010]	[100]	
	(100)	[010]	[001]	[100]	

¹ Кристаллографические направления даны здесь, как и повсюду в данной книге, в квадратных скобках. Для того чтобы определить кристаллографическое направление, следует: а) отметить пересечение осей, б) исходя из центра, провести последовательно точные отрезки осей по порядку *a, b, c*. Линия, обозначенная этими индексами, соединяет конечную точку, полученную по п. "б", с центром пересечения осей.

² Ребра между двумя ромбоэдрами r (1011).

³ Неопубликованные данные автора.

минералов в тексте приведены дополнительные сведения. Как в настоящем разделе, так и во всех остальных главах этой части нашей работы мы не пытаемся дать какое-либо истолкование ориентировки; последняя представлена только с фактической стороны. Метод составления диаграмм сейчас не описывается. Читатели, недостаточно с ним знакомые, найдут подробное его объяснение в гл. X.

Кварц. Кварц представляет собой наиболее распространенный минерал тектонитов. Данные по его ориентировке получены в результате последних работ с применением статистического метода, так как раньше большинство исследователей не изучало этого обычного в деформированных породах минерала. Ориентировка его решетки обычно устанавливается путем определений положения вертикальной кристаллографической оси c_v ; в некоторых тектонитах можно также измерять ориентировку пластинок, образующихся при деформации (пластинок деформации).

Ориентировка кристаллографических осей. В различных породах кварц обнаруживает удивительную изменчивость в ориентировке осей. Рисунки расположения осей собраны на схематической блок-диаграмме (рис. 2), где **ab** представляет видимую поверхность *s*, а направление **b** во всех случаях указывается линейностью. Направление движения *a* нельзя точно определить, но в большинстве случаев можно предполагать, что это движение происходит по направлению поверхности листоватости, т. е. перпендикулярно к **b**. Эта ориентировка обычно придает *a* симметричное расположение относительно осей кварца в различных типах диаграмм, и во многих случаях можно ее подтвердить. Однако она здесь не рассматривается, будучи совершенно обычной в большинстве примеров.

Диаграммы, иллюстрирующие ориентировку осей кварца, обобщены на рис. 2 с целью подчеркнуть различия отдельных ее типов. Чтобы приучить к чтению диаграмм, они изображены как проекции на плоскости, перпендикулярные к каждой из осей строения. Выявляются две группы их: одна с обособленными максимумами, другая, обнаруживающая расположение осей в полосах или поясах. В этой последней группе в пределах поясов в некоторых случаях также имеются определенные максимумы. Эти две группы представляют удобство для описания, но они в большей мере могут быть нашим представлением, чем существовать в действительности, так как от диаграмм с отдельными максимумами большей частью наблюдаются явные переходы к поясовым диаграммам. В наших схематизированных рисунках контуры со слабым сгущением точек опущены. Диаграмма *a* изображает максимум на оси **a**. Для удобства сопоставления

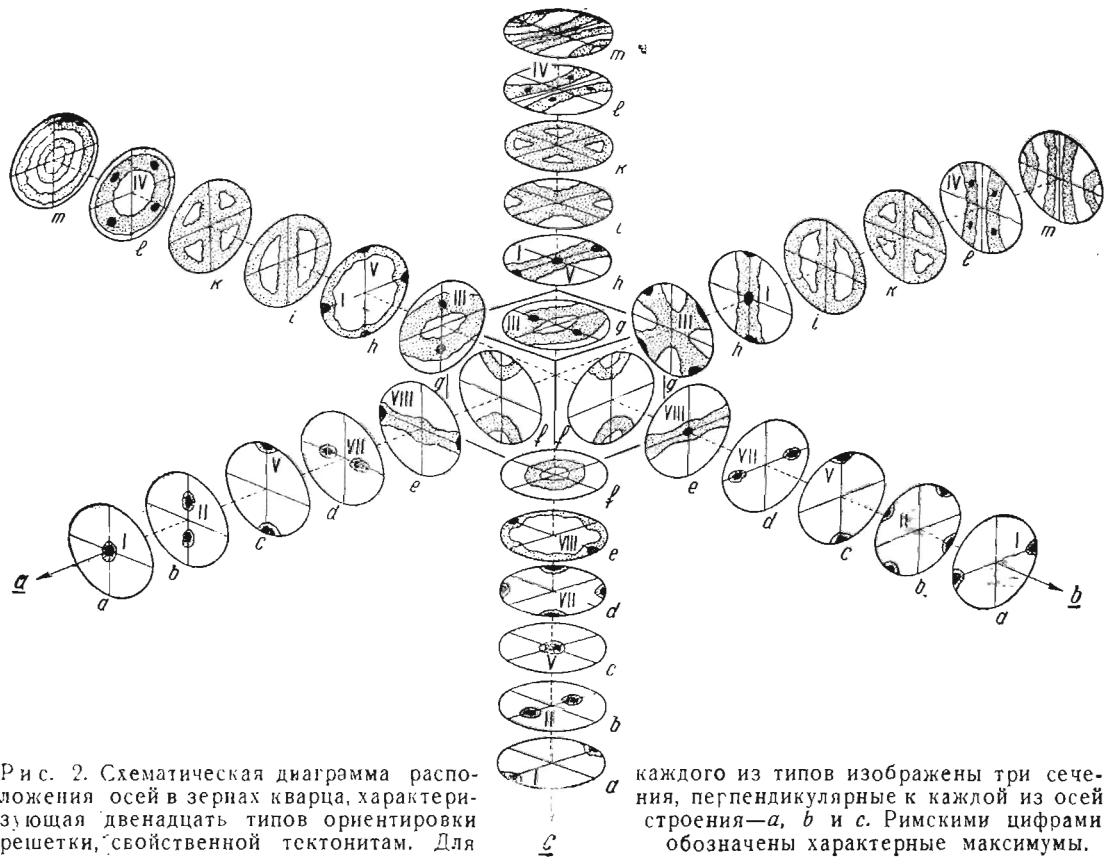


Рис. 2. Схематическая диаграмма расположения осей в зернах кварца, характеризующая двенадцать типов ориентировки решетки, свойственной тектонитам. Для

каждого из типов изображены три сечения, перпендикулярные к каждой из осей строения—*a*, *b* и *c*. Римскими цифрами обозначены характерные максимумы.

этот и другие максимумы пронумерованы римскими цифрами. Зандер [105] описал пример такого максимума для поверхности скольжения, соответствующей положению **ab** на диаграмме *a*. Полевые наблюдения показывают, что линейность параллельна направлению движения *a*. Менее резко выраженная линейность параллельна **b** и соответствует обычной линейности, характеризующей породы с плоскостями скольжения. Поверхности скольжения и сбросы соответствуют только одному из типов поверхностей *s*, позволяющих в поле определить направление фактически происходивших движений, и направление, отвечающее максимуму на диаграмме *a*, можно поэтому рассматривать, как параллельное направлению движения. Довольно обычен и максимум этой ориентировки, обнаруживающий некоторое расхождение осей в плоскости **ac** и образующий неполный пояс того типа, который изображается на диаграмме *h*; он характеризует тектониты, для которых в поле невозможно установить направление трансляции. В этой форме максимум *I* упоминается многими исследователями. Вышеприведенная ориентировка и вообще какие бы то ни было оптические исследования кварца не могут дать полного определения ориентировки тектонита. Истинную ориентировку можно получить только при изучении его с помощью рентгеновских лучей, которое и было в одном случае выполнено Зандером и Заксом [104], причем эти авторы нашли, что элементарные призмы [1010] лежали параллельно **ab**, наряду с тем, что оси кристалла были параллельными **a**.

На диаграмме *b* изображен максимум *II*, представленный двумя сгущениями, располагающимися более или менее симметрично с каждой стороны плоскости **ab**. Такая ориентировка описывалась для кварцитов Хитенен [54] и для гнейсов Зандером [105]. Детальные диаграммы обнаруживают ясную принадлежность к поясу, параллельному **ac**.

На диаграмме *c* дается максимум *V* в **c**, нормально к плоскости **ab**. Примеры их даны Хитенен [54], Андреатта [4] и Клоосом и Хитенен [25a]. Этот максимум обычно приурочивается к поясу **ac** и развит в кристаллических сланцах и кварцитах.

На диаграмме *d* изображается максимум, обозначенный цифрой *VII*, описанный Хитенен [54] для кварцита. Сгущения осей лежат в плоскости **ab**, более или менее симметрично по отношению к **a**. Довольно близкий максимум приводится Зандером [105] (диаграмма 172) как элемент ориентировки дислоцированной кварцевой жилы. Эти два примера, однако, вряд ли можно сопоставлять, так как деформация жилы характеризовалась, вероятно, большой сложностью. Диаграм-

ма e выявляет необычный пояс в соединении с максимумом, обозначенным цифрой VIII. Этот случай описывается Шмидтом [113] и Хитенен [54]. Несколько второстепенных максимумов лежит в поясе, параллельном ac .

На диаграмме f видны два не пересекающихся между собой пояса, размещенные симметрично по отношению к плоскости ab . Этот тип диаграмм описали Зандер [105], Зенг [120] и Рюгер [96] для гнейсов; он, очевидно, относится к максимумам II и III типов.

На диаграмме g мы вновь имеем дупоясовое расположение осей, с поясами, пересекающимися в a . Максимум III характерным образом сочетается с подобным расположением поясов. Может также наблюдаться и максимум I. Зандер [105] и Шмидт [114] установили, что этот тип ориентировки весьма часто встречается в гнейсах. Позднейшие работы Андреатта [4], Клооса [27] и Сахама [100] подтверждают это во всех отношениях. Как диаграмма f , так и g указывают на поясовое расположение, обычное для гнейсов; весьма вероятны и промежуточные типы ориентировки.

Диаграмма h изображает обычный тип поясов, параллельных ac . Здесь часто появляются максимумы I, II и V. Она приводилась Зандером [105], Шмидтом [113], Филлипсом [91] и Клоосом и Хитенен [25a] для кристаллов сланцеватых и содержащих много кварца пород.

Диаграммы j и k дают соответственно два и три пояса. Первый случай описан Шмидтом [114], второй — Рюгером [97] для гнейсов. Насколько сейчас известно, оба случая редки. В тектоните с тремя поясами Рюгер нашел, что пояс ac располагается в сечении b , пояс ab — в сечении c и пояс bc — в сечении a . Он не смог получить в каком-либо одном сечении все три пояса посредством прямых измерений. Максимум I располагался в сечении a и отчасти в сечении c .

Диаграмма l имеет два пояса, параллельные ac и симметричные по отношению к ней. Их характеризует максимум IV, который проявляется либо в каком-нибудь одном из указанных, либо во всех положениях. Эта ориентировка описана Зандером [105] и позднее — Ферберном [37] и Ингерсоном [61], обнаружившими ее в кварцитах.

Последний тип ориентировки осей дается в диаграмме m . Он повторяет пояса l с добавлением еще двух поясов. Описывается Роулэндом [95] для слабометаморфизованных илистых осадков и был отмечен Ферберном¹ в слюдяных сланцах.

Ориентировка пластинок деформации. Менее многочисленные, но интересные данные имеются по кварцу, обна-

¹ Неопубликованные данные.

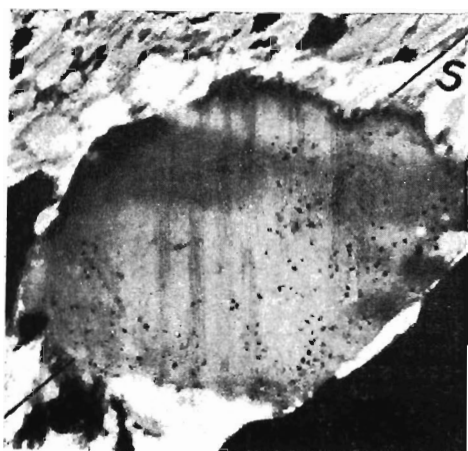
руживающему пластинчатое сложение, обусловленное деформацией. Такие пластинки наблюдаются только в тектонитах, характеризующихся интенсивной деформацией, при отсутствии признаков перекристаллизации, и до последних лет их значение, да, пожалуй, и самое существование, оставались в значительной мере неизвестными. Зандер [105], Хитенен [54], Холмквист [55], Ферберн [38] и другие авторы дали их довольно подробное описание. В шлифах они выражаются узкими резкими линиями, напоминающими серии полосок на поверхности зерна. В каждом из зерен они параллельны друг другу. Ширина их почти одинакова, к концам они выклиниваются. Иногда они пересекают все зерно или же могут оканчиваться, не подходя к границам зерна. Рис. 3 передает колебания в величине углов, которые эти полоски образуют с зонами волнистого погасания, обычными для кварца. Как правило, они пересекают последние под углом, близким к 90° .

Эти пластинки часто относят, ошибочно в большинстве случаев, к бёмовским пластинкам. Первоначальное описание Бёма [19], однако, имеет в виду линии включений, наблюдающиеся в перекристаллизованных породах, которые далеко не всегда, а только в некоторых случаях, являются реликтами описываемых пластинок. Ввиду этой путаницы в номенклатуре, прилагательным „бёмовские“ мы не пользуемся.

Пластинки, появляющиеся при деформации, не следует также смешивать с двойниковыми пластинками, так как они ни в коей мере не являются одним и тем же. Нет никаких данных к тому, чтобы связывать появление двойников в кварце с деформациями, причем двойники обычно не удается видеть, если соответствующим образом не протравить зерно. Различные углы, которые пластинки деформации образуют с кристаллографическими осями (что будет описано дальше), совершенно не соответствуют постоянству углов у двойников.

Наиболее замечательная особенность пластинок деформации в кварце — это их незакономерное расположение по отношению ко всем кристаллографическим плоскостям. На рис. 4, представляющем диаграмму частоты в их ориентировке, показаны углы, образуемые пластинками с осью c_v , измеренные более чем для 300 зерен из сильно деформированного кварцита. Хотя пластинки и не обнаруживают тенденции образовывать постоянный угол с кристаллографической осью c_v , тем не менее около $80^\circ_{/0}$ их лежит в интервале значений этого угла от 7 до 36° . Незакономерная ориентировка, таким образом, очевидно, все-таки ограничена определенными пределами.

Рис. 5 и 6 представляют соотношения пластинок и кристаллических осей в том же кварците в пределах поверхности



Р и с. 3. Микрофотография, на которой видна комбинация пластинок и зон волнистого угасания, приблизительно перпендикулярных друг к другу. Сланцеватость параллельна *s*. Николи скрещены. Увеличение 140.

По *Ферберну* [38].

линоватости *ab*. Средние положения пластинок - каждое перпендикулярно к максимуму - обозначено буквой *L* (рис. 6). Максимумы примерно одинаковы по густоте точек и размещаются симметрично по сторонам *ab* (см. стр. 234, на которой описан метод нанесения плоскостей). На рис. 5 нанесены оси, связанные с этими пластинками, расположение которых показывают максимумы в тех же квадрантах, что и

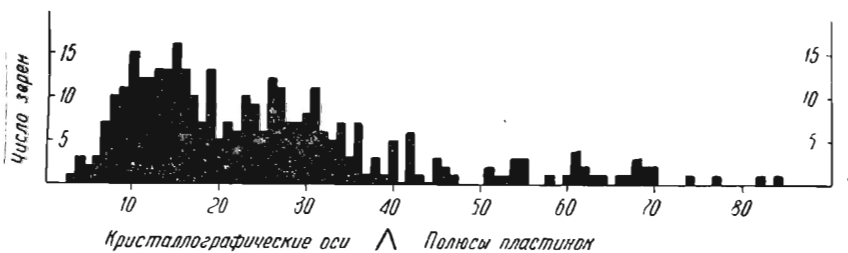


Рис. 4. Диаграмма, показывающая распределение разных углов между осями и полюсами пластинок в кварце из кварцитов Аджибек. Ясно видно, что преобладают отсчеты с величиной угла от 7 до 36°. По Ферберу [38].

перпендикуляры к пластинкам (полосы), но значительно более рассеянные. Это согласуется с отношениями, которые дает диаграмма частоты (рис. 4). Рассеяние не беспорядочно. Оно приурочено к зоне, отвечающей на диаграмме экватору.

На рис. 7 дается ориентировка всех осей, измеренных в кварците, из которых только около половины относится к зернам, содержащим пластинки. Рассеивание осей здесь гораздо заметнее, чем на рис. 5.

В слюдяных сланцах, исследованных Зандером [105], полюсы пластинок кварца образуют неполный пояс *ac* с максимумами, не симметричными относительно *ab* (рис. 8 и 9). Оси зерен, содержащих пластинки, обнаруживают меньшую концентрацию, чем наблюдающаяся для полюсов пластинок. Таким образом, наблюдения Зандера, установившего известные пределы произвольных углов, образуемых пластинками с кристаллографическими осями, подтверждаются. Других диаграмм, показывающих соотношения пластинок с осями, не опубликовано. Особого упоминания в этой связи заслуживает статья Хитенен [54,] дающая превосходные иллюстрации и рассматривающая проблему в ее общей постановке.

Хотя для зерен кварца, входящих в состав тектонитов, по большей части типична изометрическая форма, они могут обнаруживать и явственную пространственную ориентировку. Всякая сколько-нибудь заметная параллельность в расположении длинных осей вытянутых зерен вызывает линейность

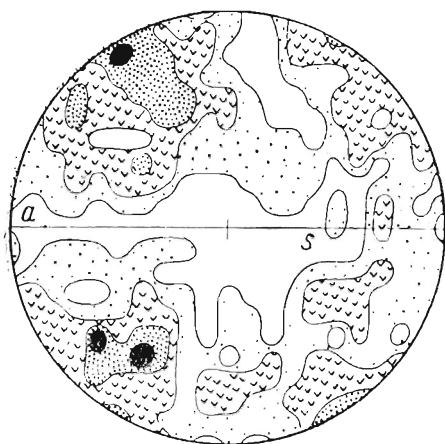


Рис. 5. Сводная диаграмма расположения 364 осей только тех зерен кварца, которые содержат пластинки кварцита Аджибек. Число полюсов пластинок (337) на рис. 6 не соответствует числу осей, поскольку некоторые из первых было слишком трудно измерить даже приблизительно. *s*—сланцеватость, *a* линейность. Контуры соответствуют 4—3—2—1%. По Ферберну [38].

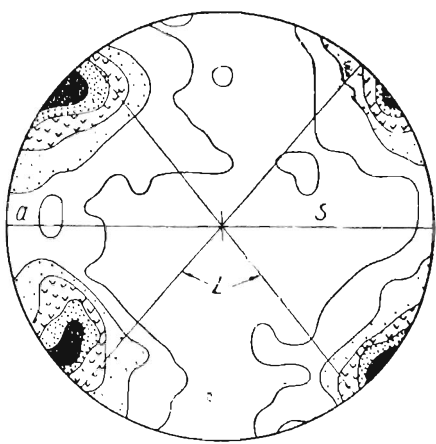


Рис. 6. Сводная диаграмма 337 полюсов пластинок кварца. Кварциты Аджибек. *s* и *a*—те же обозначения, что и на предыдущем рисунке; *L*—указывает два выявляющихся статистически преимущественные положения пластинок. Контуры соответствуют 8—6—4—2—1%. По Ферберну [38].

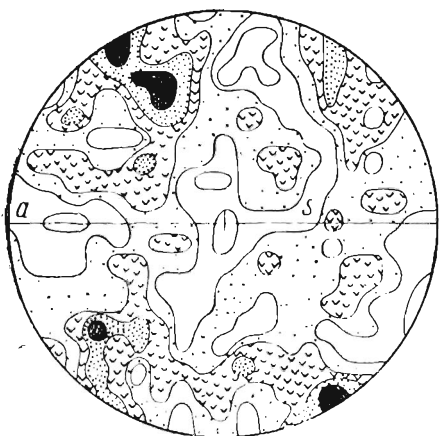


Рис. 7. Сводная диаграмма 613 осей в зернах кварца из кварцита формации Аджибек. Зерна не выбирались. *s* и *a*—те же обозначения, что и на рис. 5. Контуры соответствуют 2,5—2—1,5—1—0,5%. По Ферберну [38].

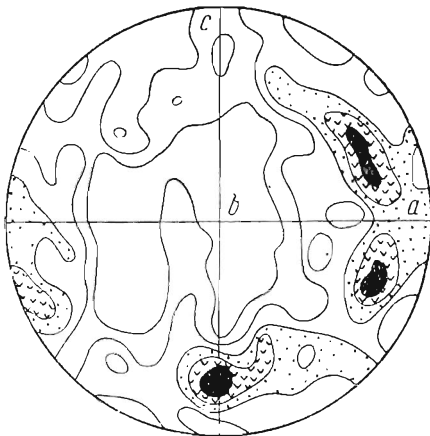


Рис. 8. 313 осей кварца из слюдяного сланца Пачеркофель, Северный Тироль. Контуры 4—3—2—1—0,5%. С некоторыми изменениями по Зандеру [105].

сложения. Во многих случаях, хотя и не всегда, такая линейность параллельна линейности, обычно выявляемой расположением пластинок слюды. Отношения ориентировки решеток с пространственной ориентировкой, параллельной b , изучены Зандером [105]. В случае горной породы, состоящей из кальцита с примесью отдельных удлиненных зерен кварца, он установил, что как кристаллические оси, так и удлиненные зерна кварца параллельны между собой и параллельны оси b (рис. 10). Во втором примере, для известковистого песчаника, в котором измерялось положение отдельных не одинаковых по размерам зерен, параллельных линейности, оси кристаллов оказались значительно наклоненными относительно b (рис. 11). В противоположность этому на поверхностях скольжения кварц может обнаруживать хорошо выраженную пространственную ориентировку с расположением длинных пространственных осей, явно параллельным направлению движения a , как это было в примере, упоминавшемся в связи с максимумом I (рис. 2а).

Слюда. Исключительно ясно выраженная пространственная ориентировка слюды приводит к несколько преувеличенному представлению об ее количественном участии и общем значении как минерала тектонитов. В действительности в обоих этих отношениях слюда только в немногих горных породах достигает такого же значения, как кварц. Ее резко выраженная пространственная ориентировка часто влекла за собой невнимательное отношение к ориентировке ее решетки. Почти все имеющиеся на этот счет данные представлены диаграммами, на которых изображается пространственная ориентировка полюсов спайных листочков. Наиболее обычный для этих полюсов максимум лежит на оси c , с отклонением некоторых точек, попадающих в пояс, иногда полный, иногда прерывистый, параллельный ac . Это — понятная ориентировка, так как ab — плоскость сланцеватости, определяющаяся параллельностью пластинчатых минералов, к числу которых относятся и слюды. Линейность в значительной мере также определяется линейно-таблитчатым развитием спайных листочков. Иногда наблюдается ориентировка с поясом в плоскости ac , с главным максимумом полюсов, отстоящим от c всего на несколько градусов (рис. 12). В этих примерах отклоняющиеся от общей ориентировки зерна слюды представляют метакристаллы и, следовательно, имеют значительно большие размеры, чем у табличек, обуславливающих сланцеватость. Известен другой тип ориентировки метакристаллов (рис. 13), при которой полюсы размещаются в зоне bc . В этом примере полюсы более мелких частиц слюды лежат в зоне, нормальной к ac , как это изображает рис. 14.

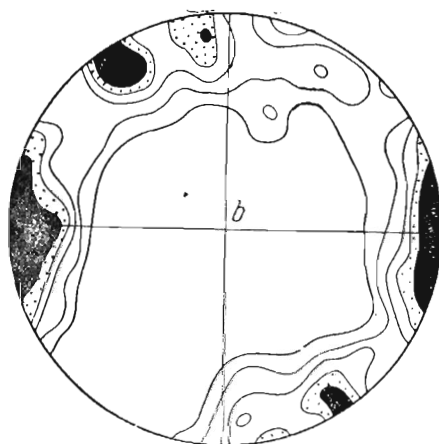


Рис. 9. 348 полюсов пластинок кварца из слюдяного сланца, представленного на рис. 8. Контуры те же, что и на рис. 8. С изменениями по Зандеру [105].

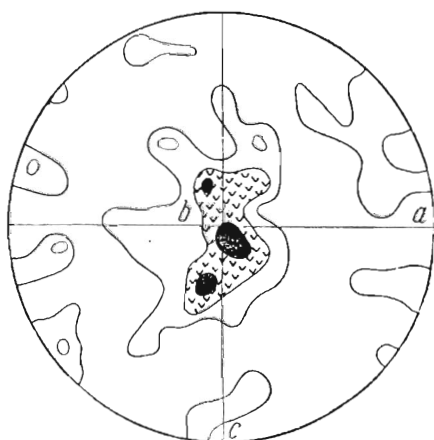


Рис. 10. 470 осей в зернах кварца из кварцевого филлита, Ваттеншпитце, Северный Тироль. Строение «кварц в кальците». Контуры 4--2--1% с изменениями по Зандеру [105].

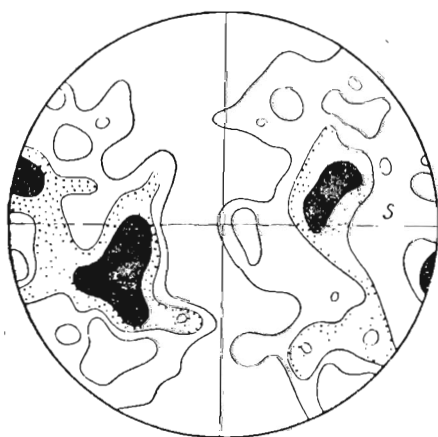


Рис. 11. 251 ось в зернах кварца из румынского «сипоткалк». Выбралось удлиненные зерна с длинной осью, лежащей в *s*. Контуры соответствуют 3--2--1%. С изменениями по Зандеру [105].

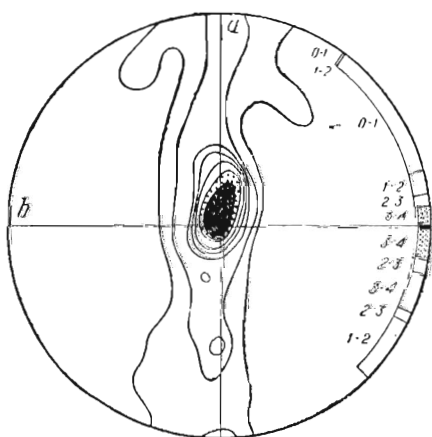


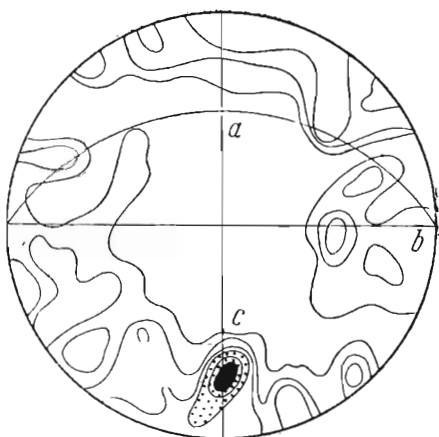
Рис. 12. 134 полюса спайности метакристаллов биотита (центральная зона диаграммы) в слюдяном сланце из Бреннера, Тироль. Контуры соответствуют 12--10--8--6--4--2--1%. С правого края—88° измерений Z' мусковита из той же породы. Максимальная концентрация параллельна *b*. С изменениями по Зандеру [105].

Пояс bc с главным максимумом, располагающимся под углом к a , изображен на рис. 15. Три последних примера заимствованы из работы Зандера [105.]

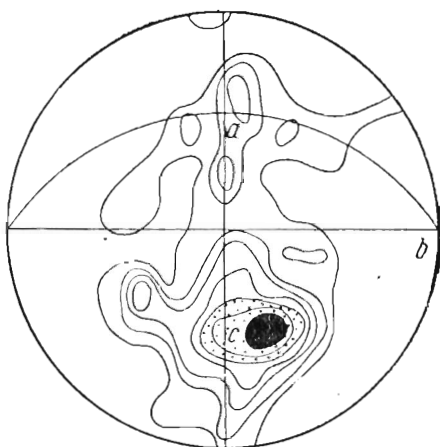
В таких горных породах, как глинистые сланцы, т. е. очень тонкозернистых и потому непригодных для измерений при существующей оптической аппаратуре, необходимые данные дает рентгеновский анализ. Общий метод работы и составления диаграмм охарактеризованы ниже, на стр. 226 и 251. Зандер [107] и Ферберн [34], применяя его, достигли сходных во многих отношениях результатов. Три рентгенограммы кровельных сланцев, представляющие сечения по a , b и c , изображены на рис. 16, 17 и 18. Плоскость структурных осей ab параллельна спайности, а ab представляет линейность, параллельную осевой линии главных складок в сланцах.

На рентгенограмме по оси a (рис. 16) видно резкое кольцо, получающееся благодаря отражениям от плоскости (1011) в различно ориентированных зернах кварца (стр. 253). Более интересна узкая зона отражений, проходящая через центр рентгенограммы перпендикулярно к спайности. Она представляет отражения от зоны [010] слюды, к которой, как мы знаем, принадлежит грань (001), как раз подчеркивая ориентировку. Следует отметить, что распределение отражений резче выражено в нижней части рентгенограмм, чем в верхней. Параллельно с этой центральной зоной и по сторонам от нее намечаются еще две гораздо более слабые полосы. Они представляют отражения от зоны плоскостей [001]. Рентгенограмма должна быть отнесена к типу моносимметричных (стр. 62). Рентгенограмма по оси b (рис. 17) напоминает предыдущую в том отношении, что характеризуется центральной полоской, концентрирующей отражения от зоны [010]. Заметные отличия для них можно найти в намного большем отклонении этих отражений от точного положения плоскости bc . Здесь отражения распределены одинаково в верхней и нижней части диаграммы, и последняя, следовательно, может быть отнесена к типу бисимметричных (см. стр. 62). Очень ясное кольцо, вызванное кварцем, идентично с тем, что на рис. 16. На рентгенограмме по оси c (рис. 18) (разрез прошел параллельно спайности) видно одинаковое сгущение отражений во всех частях каждого кольца. Ни слюда, ни кварц не обнаруживают ориентировки в этих сечениях.

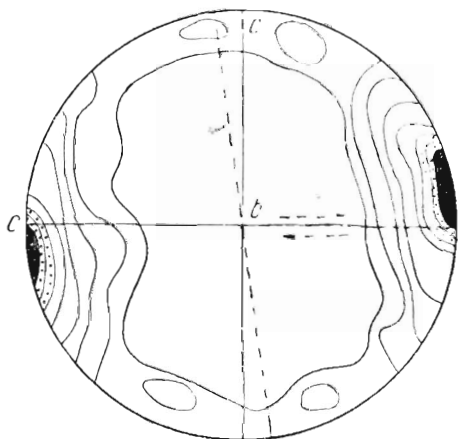
Другие данные относительно ориентировки слюды, основывающиеся как на оптических, так и на рентгеновских исследованиях, представляют обширное, но не полное описание ее пространственной ориентировки. Поскольку спайность



Р и с. 13. 174 полюса спайности метакристаллов биотита. Из образца породы, взятой в том же районе, что и предыдущий. Контуры 7—5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].



Р и с. 14. 223 полюса спайности деформированного биотита из Бреннера, Тироль. Контуры соответствуют 7—6—5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].



Р и с. 15. 175 полюсов спайности метакристаллов биотита из биотитового сланца Изергебирге, Силезия. Выбирались зерна, приблизительно перпендикулярные к *s*. Контуры 10—7—6—5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

(001), которой является эта пространственная ориентировка, отвечает определенной кристаллографической плоскости, во всех приводившихся выше примерах имеется элемент ориентировки кристаллической решетки. Полностью ориентировка решетки определена только для небольшого числа тектонитов. В одном из примеров (рис. 12) Зандер нашел, что кристаллографическая ось a мусковита была (по статистическому подсчету) параллельна a оси строения, в то время как плоскость (001), располагаясь как обычно, параллельна ab . В другом примере (рис. 19) кристаллографические оси a группировались в два максимума, параллельно поверхности s . Мусковит с этой ориентировкой решетки был представлен таблитчатыми листочками, которые не давали указаний на линейное расположение, параллельное a или b . Рентгеновским анализом этот тип ориентировки слюд еще не подтвержден.

Стилпномелан. Недавно было обращено внимание на месторождения стилпномелана в кристаллических сланцах Новой Зеландии и на петрографическое сходство этого минерала с биотитом. Тернер [131] описал ориентировку этого минерала, при которой плоскость (001) была параллельной ab . Так как минерал относится к группе слюд, то кажется вероятным, что другие данные об ориентировке будут близкими к данным слюд вообще. Возможно, что в составе тектонитов этот минерал вообще играет большую роль, чем мы предполагаем в настоящее время.

Кальцит. Изучение ориентировки карбонатов, вероятно, представляет наиболее увлекательный раздел структурной петрологии. В тектонитах обычно развиваются двойники, обусловленные деформацией (со всеми особенностями этого типа двойников), и часто устанавливается весьма высокая степень ориентированности кристаллографических осей и двойников, хорошо известная работающим в области структурного анализа. Плоскость срастания двойников деформации отвечает $(01\bar{1}2)$, и в каждом кристалле может быть развит один из трех максимумов. Рис. 20 передает наиболее важные кристаллографические соотношения в спайном ромбоэдре. Плоскости спайности сами по себе не играют заметной роли в ориентировке кальцита, содержащегося в тектонитах. В следующих примерах использовались все видимые двойниковые пластинки, независимо от их числа в каждом зерне.

Рис. 21 иллюстрирует обычную параллельность плоскости $(01\bar{1}2)$ с ab . На рис. 22, характеризующем ориентировку соответствующих осей, можно заметить, что их ориентировку в основном определяет один максимум. Из этого с

очевидностью вытекает, что плоскости $(01\bar{1}2)$ имеют определенное положение не только в смысле плоскостной ориентировки, но также и в отношении к линейности.

Это постоянное положение $(01\bar{1}2)$ можно усмотреть далее на рис. 23, на котором видна концентрация коротких диагоналей $(01\bar{1}2)$ в одном максимуме. Указанные линии равнозначны с линиями пересечения любых двух смежных спайных плоскостей (рис. 20.) Это своеобразное частное направление выбрано на основании данных по деформациям кальцита, полученных экспериментально (стр. 88.) Так как короткие диагонали лежат в тех же плоскостях, что и кристаллографические оси и полюсы к $(0\bar{1}12)$, то их положение легко найти построением (см. стр. 234). Если бы плоскости $(01\bar{1}2)$ не были точно расположены параллельно некоторому направлению, лежащему в плоскости ab , то кристаллические оси, сопряженные с этим направлением, образовывали бы полный круговой конус около максимума полюсов двойниковых пластинок, изображенного на рис. 21. Однако ясно, что этого нет в действительности.

Преыдушие примеры были подобраны с целью иллюстрировать основные принципы, определяющие ориентировку двойников кальцита в тектонитах. Примеры, приводимые ниже, относятся к числу более сложных. Рис. 24 и 25 обнаруживают два сгущения осей, сопровождающиеся одним сгущением полюсов пластинок. Хотя диаграммы для коротких диагоналей составить было нельзя, кажется очевидным, что они должны иметь ориентировку по a , в основном сходную с ориентировкой, изображенной на рис. 23.

Рис. 26 представляет сводную диаграмму максимумов осей семи образцов кальцитовых тектонитов, составленную Зандером [105]. Максимумы лежат в двойной зоне, симметричной относительно ab .

На рис. 27 дана сводная диаграмма минимумов осей (площади наименьшей концентрации), сопряженных с максимумами; в этом случае они располагаются в зоне ac . Отношение коротких диагоналей, если оно и имеет в данном случае значение, не выступает на этих двух диаграммах, а Зандер не дал других примеров.

Четвертый тип соотношений показан на рис. 28, где единственный пояс осей расположен под углом к ac и параллелен b . Наибольшее сгущение полюсов пластинок направлено по наклонной линии, проходящей через b . Ориентировка короткой диагонали в пластинках здесь также не ясна и не разбирается Зандером.

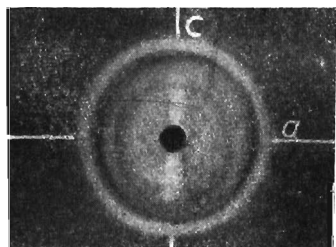


Рис. 16. Фотоснимок глинистого сланца в рентгеновских лучах; Легестен, Тюрингия. Разрез перпендикулярен *а*. Поверхность *с* (квиваж) горизонтальна. Излучение и. KV 30, МА 20, коллиматор 2 мм. Толщина шлифа 0,035 мм + экспозиция — 4 часа. По Ферберну [21].

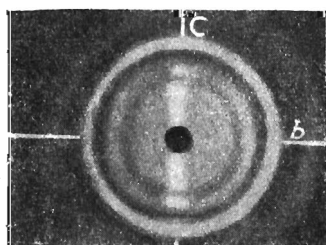


Рис. 17. Фотоснимок глинистого сланца в рентгеновских лучах. Положение объекта и условия экспозиции те же, что и на рис. 16. Разрез перпендикулярен *б*. Поверхность *с* (квиваж) горизонтальна. По Ферберну [34].

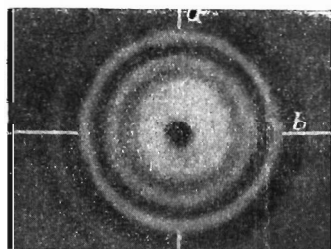


Рис. 18. Фотоснимок глинистого сланца в рентгеновских лучах. Положение объекта и условия экспозиции те же, что и на рис. 16. Разрез перпендикулярен *с* (параллелен квиважу). По Ферберну [34].

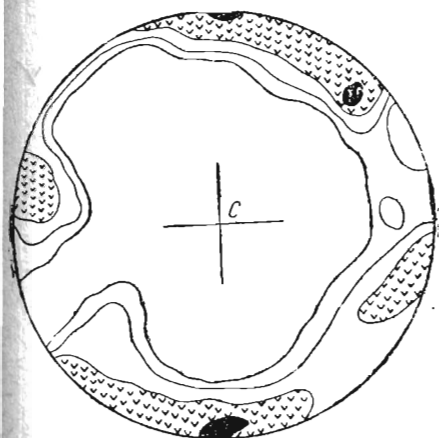


Рис. 19. 41 полюс плоскостей оптических осей в мусковите из гранатово-сланцевого сланца, Оденвальд. Полюсы спайности параллельны С. Контуры 6—4—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

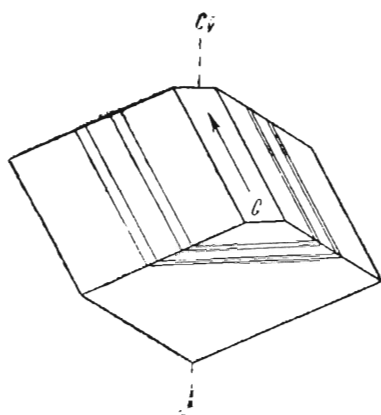


Рис. 20. Спайный ромбоэдр кальцита на котором показана ориентировка одной из трех систем двойников по (0112). Верхняя часть ромбоэдра, параллельная двойниковому шву, снята, чтобы показать направление, в котором происходит сдвиг, и главное направление образования двойников (стрелка в G). c_v — вертикальная кристаллографическая ось. По Ферберну и Хоуксу [39].

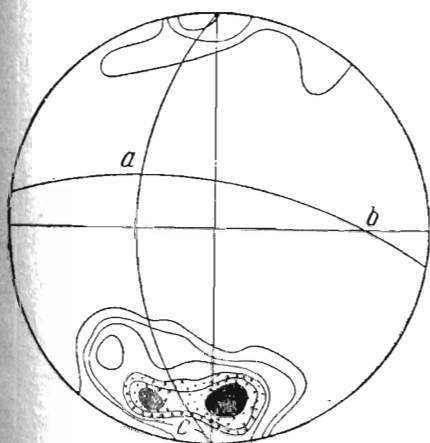


Рис. 21. 206 полюсов двойниковых плоскостей (0112) в кальците из мрамора, Хохфейлер, Северный Тироль. Контуры 8—7—6—5—3—1%. С изменениями по Зандеру [105].

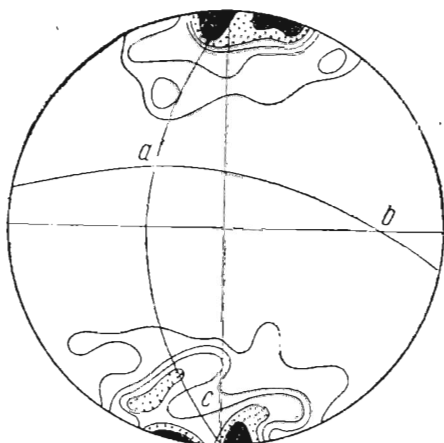
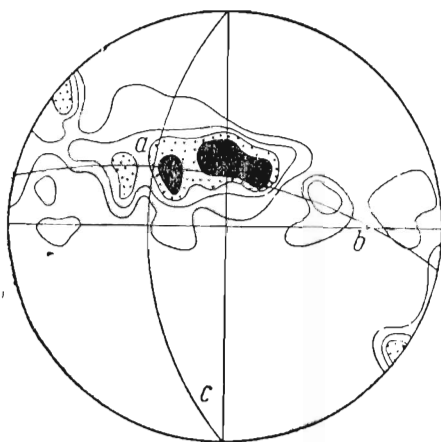
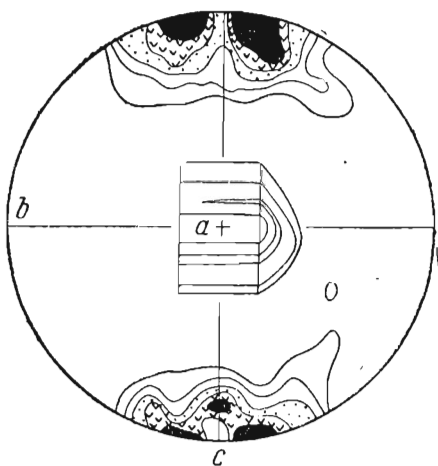


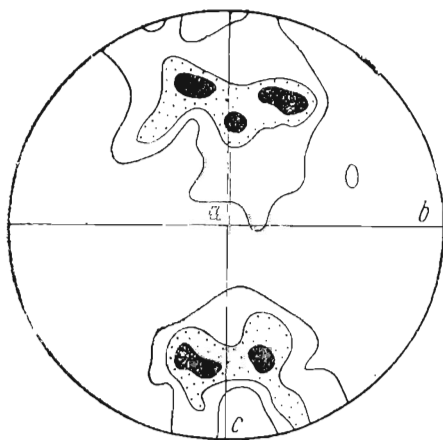
Рис. 22. 186 осей двойников зерен из числа выбранных при составлении диаграммы рис. 21. Контуры 7—6—4—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].



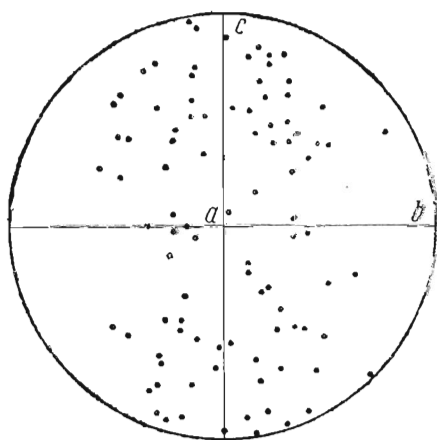
Р и с. 23. 201 „короткая диагональ“ двойников кальцита, вошедших в рис. 21. Контуры 6—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].



Р и с. 24. 330 полюсов к двойниковым плоскостям $[011]_2$ в кальците из известковистого филлито-гнейса. Окрестности Маульса, Южный Тироль. Контуры 5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].



Р и с. 25. 416 осей в двойниковых зернах (рис. 24). Контуры 4—2—1%. С изменением по Зандеру [105].



Р и с. 26. Сводная диаграмма главных максимумов осей кальцита для семи обработанных тектонитов. С некоторыми изменениями по Зандеру [105].

Габитус кристаллов кальцита сам по себе не предрасполагает к определенно выраженной пространственной ориентировке, и о нем упоминается только в немногих примерах структурного анализа. Однако кристаллы такого габитуса могут обнаруживать некоторую линейно-пространственную или плоскоотно-пространственную ориентировку, или обе вместе, и в таких случаях последнюю можно точно сопоставить с ориентировкой решетки.

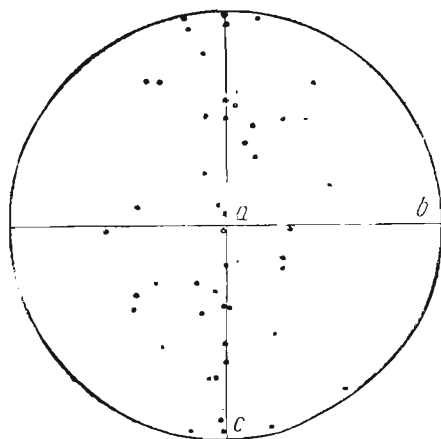
Доломит. До самого последнего времени ориентировка доломита в тектонитах почти не была известна. Зандером [105] была опубликована только одна диаграмма. В строении, исследованном им, не было обнаружено двойников, и измерению подвергались только оси.

Полученная ориентировка изображена на рис. 29. Позднейшая работа Ферберна и Хоукса [39] в значительной мере дополняет картину ориентировки доломита. Двойники, вызванные деформацией, оказываются обычными; плоскость срастания (0221) не совпадает с соответственной плоскостью у кальцита. Рис. 30 показывает соответствие кристаллографии этих двойников относительно спайного ромбоэдра. Спайность не играет заметной роли в образовании ориентировки решетки. В двух следующих примерах ориентированного доломита мы также имеем дело с двойниками деформации. Среднезернистый доломитовый мрамор, подвергнутый изучению, отличался явными, хотя и не слишком резко выраженными, сланцеватостью и линейностью. Зерна были вытянуты параллельно линейности и оказались достаточно плоскими, чтобы обусловить грубую сланцеватость. Двойников много, и в главной массе кристаллов они развиты как дублеты¹.

Рис. 31 изображает ориентировку кристаллографических осей зерен, имеющих двойники-дублеты. Оси перпендикулярны к листоватости. На рис. 32 дана ориентировка полюсов плоскостей (0221) в этих же зернах. На диаграмме видны четыре максимума с приблизительно одинаковой концентрацией полюсов, расположенные симметрично с каждой стороны.

На рис. 33 дана ориентировка несдвойникованных зерен. Беспорядочная ориентировка их осей резко отличается от ориентировки осей двойниковых зерен, оси которых изображены на рис. 31; этот последний рисунок показывает, что двойники развиваются только в тех кристаллах, оси которых статистически перпендикулярны к сланцеватости.

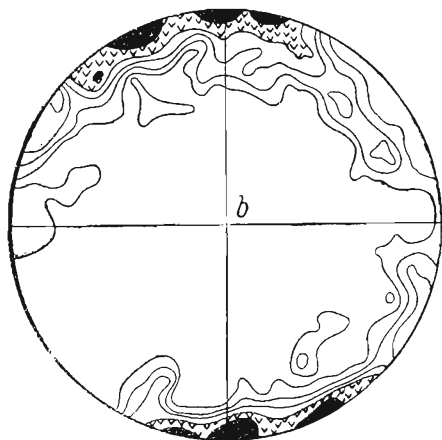
¹ Термин *дублет*, как он применяется здесь, подразумевает две системы двойников в каждом зерне; *синглет* подразумевает только одну систему; *триплет* — обозначает наличие всех трех систем двойников.



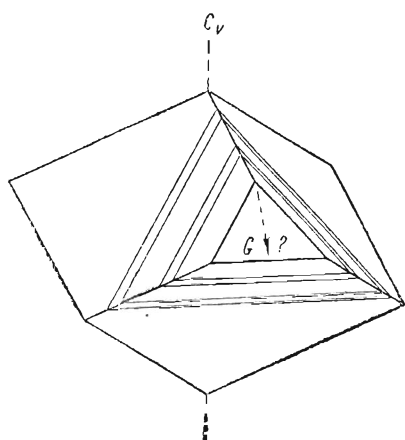
Р и с. 27. Сводная диаграмма главных минимумов (площадей с наименьшим сгущением осей) в тектоните, изображенном на рис. 26. С изменениями по *Зандеру* [105].



Р и с. 28. 607 осей кальцита из мрамора, Ваттенталь, Северный Тироль. Контур наибольшего сгущения — 4%. С изменениями по *Зандеру* [105].



Р и с. 29. 656 осей доломита из доломитового мрамора, Пфельдерсталь, Южный Тироль. Контур наибольшего сгущения отвечает 5%. С изменениями по *Зандеру* [105].



Р и с. 30. Спайный ромбоэдр доломита с указанием ориентировки одной из трех систем двойников по (0221). Верхняя часть ромбоэдра срезана параллельно двойниковой плоскости с целью показать предполагаемое направление скольжения и возможный знак движения (стрелка в G). c_v — вертикальная кристаллографическая ось. По *Ферберну* и *Хоуксу* [39].

Рис. 34 составлен на основании данных двух предшествующих диаграмм (рис. 31 и 32) с целью обнаружения ориентировки длинных диагоналей ($0\bar{2}21$). Эти диагонали имеют то же геометрическое значение для доломита, что и короткие диагонали для кальцита (рис. 30). Подробное рассмотрение этого вопроса изложено ниже, здесь укажем только, что определенные максимумы, наблюдающиеся на этом рисунке и на рис. 31, говорят за постоянное положение связанных с ними двойниковых плоскостей, аналогично тому, как это было отмечено в предыдущих примерах для кальцита.

Во втором примере доломит представляет грубозернистую породу с ясно выраженными сланцеватостью и линейностью. Зерна вытянуты параллельно линейности и необычно уплощены для мрамора. Двойники наблюдаются только в немногих из зерен и преимущественно представлены синглетами.

Рис. 35 представляет диаграмму расположения кристаллографических осей только тех зерен, которые обнаруживают двойникование. Максимум ее приблизительно перпендикулярен сланцеватости и напоминает аналогичную диаграмму из первого примера с доломитом. Рис. 36 изображает полюсы двойников ($0\bar{2}21$) (все синглеты) для зерен, вошедших в рис. 35. Главный максимум в этом случае распадается на два. На рис. 37 изображена ориентировка всех осей, без подразделения зерен на сдвойникованные и несдвойникованные. Главнейший максимум хотя и лежит приблизительно перпендикулярно к s , все же не захватывает более широкую зону, чем на рис. 35.

Из всего этого неизбежно вытекает, что двойники развиваются только в зернах с определенной ориентировкой (см. также рис. 31 и 33). Рис. 37 построен на данных рис. 35 и 36 в точности тем же способом, что и рис. 34; он характеризует расположение длинных диагоналей ($0\bar{2}21$). Их резко выраженная ориентированность наряду с характером ориентированности осей на рис. 35 очень точно фиксирует ориентировку двойников (рис. 38).

Гипс. Гипс, содержащийся в тектонитах, исследован Ферберном [33] по образцам, собранным Зандером в Восточных Альпах. Для измерений использованы образцы, почти целиком состоящие из гипса и характеризующиеся пространственной ориентировкой, выраженной в превосходной сланцеватости и линейности. На рис. 39, который схематически передает ориентировку решетки, плоскость (010) параллельна ab , ось b почти параллельна структурной оси c_v .

Ангидрит. Определенное расположение кристаллографических осей b параллельно с осью строения b в

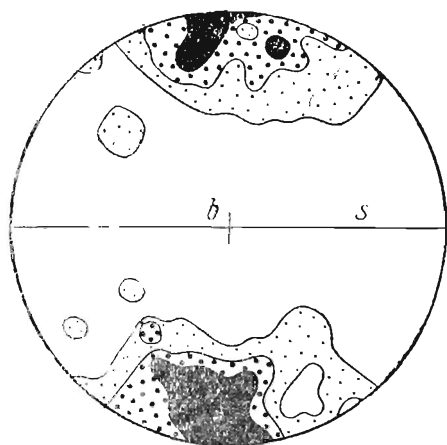


Рис. 31. 110 осей в зернах доломита с двойниками-дублетами, Хасмарский доломитовый мрамор, Филлинсбург, Монтана. Контуры 8—6—4—2%. По Ферберну и Хоуксу [39].

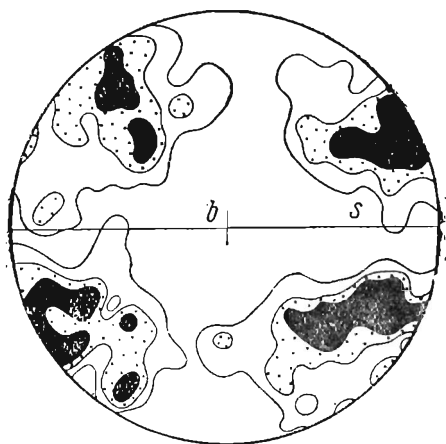


Рис. 32. 220 полюсов к двойниковым плоскостям (0221) зерен доломита с рис. 31. Контуры 4—3—2—1%. По Ферберну и Хоуксу [39].

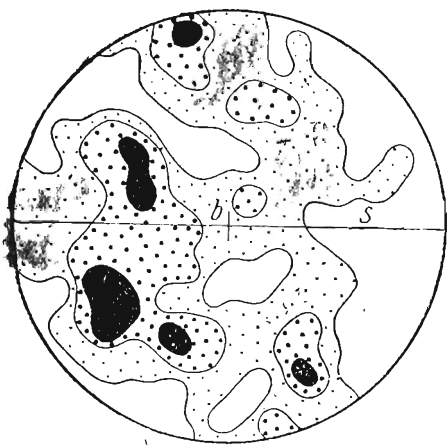


Рис. 33. 117 осей в недвойниковых зернах того же сечения, что и на рис. 31. Контуры 6—4—2%. По Ферберну и Хоуксу [39].

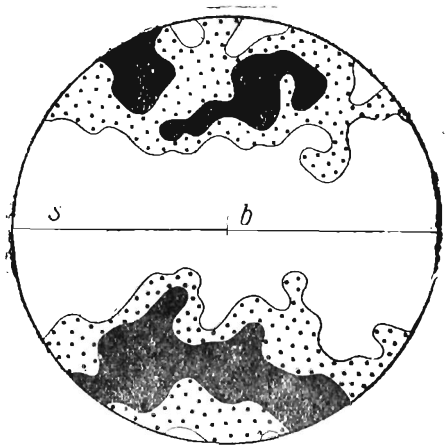
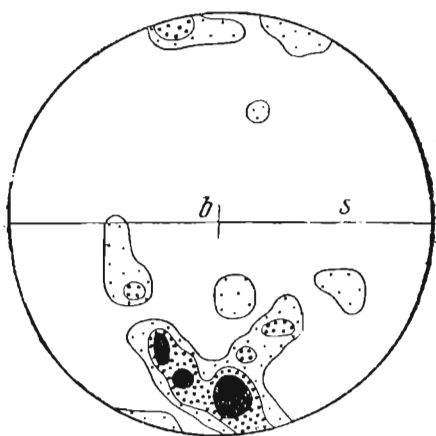
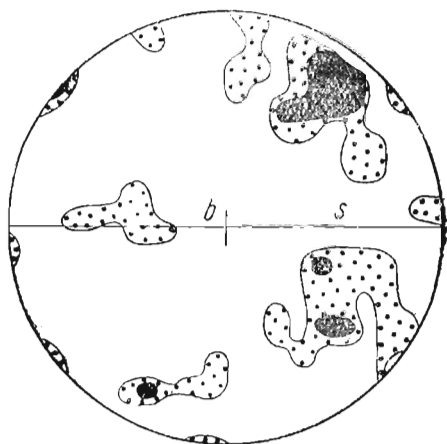


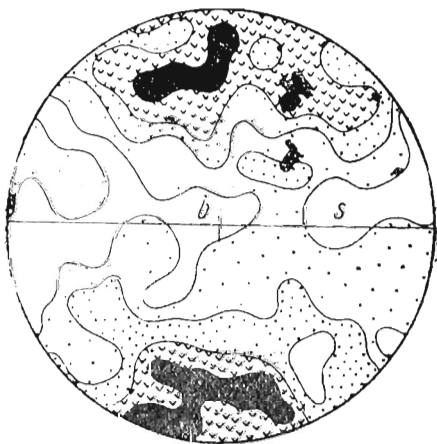
Рис. 34. 220 «длинных диагоналей» двойников дублетов, изображенных на диаграмме рис. 32. Контуры 6—4—2%. По Ферберну и Хоуксу [39].



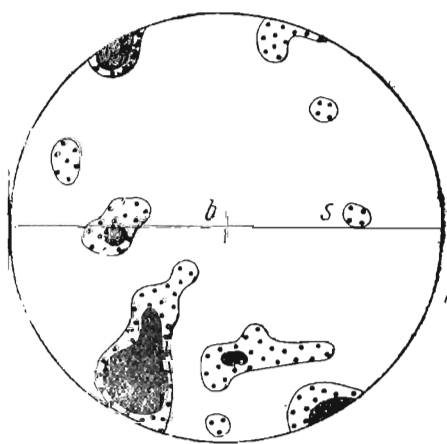
Р и с. 35. 60 осей двойниковых зерен доломита из доломитового мрамора с реки Клэр (Claire), Твид (Tweed), Онтарио. Контуры 11—9—7—5—3 %. По Ферберну и Хоуксу [39].



Р и с. 36. 60 полюсов к двойниковому шву (0221) двойниковых зерен, входящих в рис. 35. Контуры 10—8—6—4—2%. По Ферберну и Хоуксу [39].



Р и с. 37. 180 осей зерен доломита (как двойниковых, так и недвойниковых). Те же разрезы, что и на рис. 35. Контуры 6—4—2—1 %. По Ферберну и Хоуксу [39].



Р и с. 38. 60 „длинных диагоналей“ двойников-синглетов из вошедших в диаграмму рис. 36. Контуры 8—6—4—2%. По Ферберну и Хоуксу [39].

кристаллических сланцеватых ангидритовых породах установлено независимо Андреатта [4] и Лемке [69]. Хотя кристаллографические оси b в ангидрите отвечают линии пересечения плоскостей спайности (100) и (001), ни одна из них не является параллельной плоскости строения ab . Полюсы их лежат в зоне ac , без указания на какое-либо предпочтительное расположение. Пространственные наибольшие оси зерен параллельны структурной оси b , а плоскости, в которых лежат длинная и средняя оси, параллельны ab . Рис. 40 схематически иллюстрирует эти соотношения. Исследования рентгеновскими лучами, произведенные Лемке, в общем согласуются с результатами оптического изучения и подтверждают их.

Полевые шпаты. Все работы, относящиеся к полевым шпатам, производились с натровыми плагиоклазами, преимущественно с альбитом, так как альбит является наиболее обычным для тектонитов. Результаты трех исследований, проведенных Шмидтом [116], Осборном [89а] и Вэнком [135], согласуются в отношении главных типов ориентировки альбита. В наиболее обычном случае плоскость (010) параллельна ab , а ось c_v параллельна оси строения a . Эти соотношения схематически передает фиг. 41. Остальные типы ориентировок, перечисляемые в табл. 2, менее хорошо изучены. Для натровых плагиоклазов отмечена только одна из трех степеней свободы, что типично для кристаллографических соотношений триклинной системы (см. стр. 241). Ориентировка их по отношению к c_v схематически изображена на рис. 41. Пространственная ориентировка плагиоклаза обычно показывает тесную связь с ориентировкой решетки. В кристаллах таблитчатого по (010) габитуса обе наибольшие пространственные оси располагаются параллельно ab . Совершенная линейная ориентировка в плоскости ab параллельна b .

Роговая обманка. Ориентировка решетки для роговой обманки установлена только в ассоциации с ее пространственной ориентировкой. Пространственные оси минерала характеризуются неодинаковыми размерами, причем большинство зерен вытянуто параллельно c_v . Зандер [105] описал обычную ориентировку, при которой плоскость (100) параллельна ab и c_v параллельна оси b (рис. 42). Другие типы ориентировок указаны в табл. 2.

Флюорит. Корн [67] описал двойники по (111) для флюорита, в котором линии пересечения всех октаэдрических плоскостей были параллельны структурной оси a . Это единственное опубликованное оптическое исследование ориентировки изотропных минералов.

Каменная соль. Леонгардт [75] изучал при помощи рентгеновских лучей приполировки каменной соли, показавшие

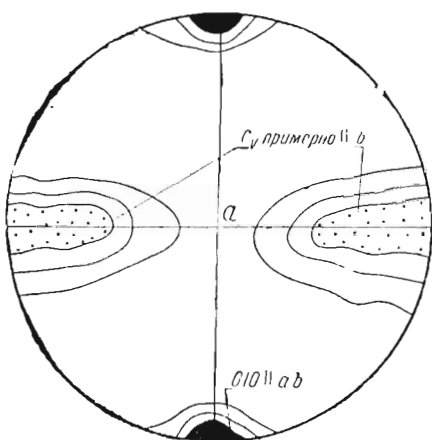


Рис. 39. Схематическая диаграмма ориентировки гипса.

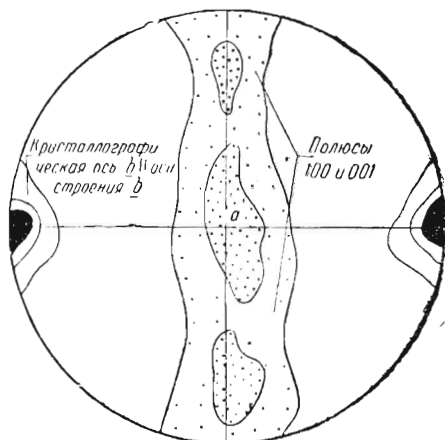


Рис. 40. Схематическая диаграмма ориентировки ангидрита.

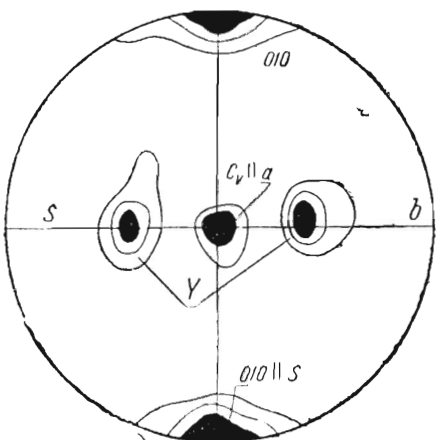


Рис. 41. Схематическая диаграмма ориентировки плагиоклаза.



Рис. 42. 164 полюса слайности (110) в роговой обманке из габбро-амфиболита возле Боцена, Южный Тироль. Контуры 6—4—3—2—1—0,5%. В центре диаграммы—82 оси c_v тех же зерен. С изменениями по Зандеру [105].

почти полное отсутствие ориентировки. Рассмотрение этого отрицательного результата изложено на стр. 135. Оптического исследования, подобного произведенному для флюорита, в этом случае не предпринималось.

Наконец, автору были предоставлены неопубликованные данные по льду¹ и виллемиту².

Сопоставление перекристаллизованных и не подвергшихся перекристаллизации тектонитов

Горные породы, по наблюдениям в поле относимые к тектонитам, под микроскопом оказываются весьма разнообразными. Одни из них характеризуются средними до крупных размерами зерен строго однообразной формы и величины, причем каждое зерно обладает относительно ровными границами и без труда отличается от соседних зерен. Волнистое погасание, микроскопические трещины и признаки искривления отсутствуют. В других случаях структура может быть очень непостоянной, зерна в большинстве чрезвычайно малы, а ограничения их весьма извилисты, так что неотчетливы даже границы их с соседними зернами. Волнистое погасание и разломы выражены типично. В геологической практике деформированные породы, обладающие указанными для первого типа тектонитов признаками, принято обозначать как перекристаллизованные, противопоставляя их образованиям второй группы, для которых нельзя предполагать, что в них не произошло минералогических изменений.

Перекристаллизация, как можно предположить теоретически, может предшествовать тектоническим движениям, сопровождать или сменять их; и Зандер соответственно различает претектоническую, паратектоническую и посттектоническую перекристаллизацию. Несколько проведенных им исследований позволили ему установить различия в ориентировке строения перекристаллизованных и неперекристаллизованных пород. В одном из примеров кварцевого тектонита с крупными зернами волнисто угасающего кварца, включенными в мозаику мельчайших перекристаллизованных кварцевых зерен, были по отдельности измерены направления осей в зернах каждого типа, причем они обнаружили почти одинаковую ориентировку (рис. 43 и 44). В кальцитовом тектоните, обладавшем структурой такого же характера, было обнаружено некоторое несоответствие между ориентировкой перекристаллизованных и неперекристаллизованных зерен (рис. 45 и 46), выражающееся

¹ Исследования Макса Демаре.

² Исследования Е. Р. Кайзера.

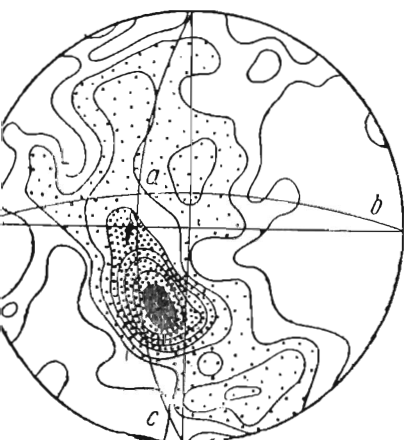


Рис. 43. 550 осей зерен кварца из чисто кварцевого сланца. Гроссер зев, Южный Тироль. Отобраны только некоторые из мелких и перекристаллизованных зерен. Контуры 8—6—5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

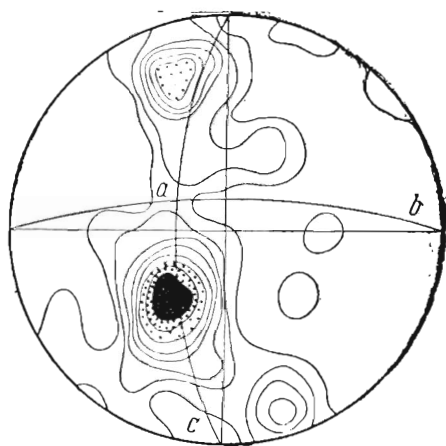


Рис. 44. 106 осей кварца из той же породы, что и на рис. 43. Отобраны крупные перекристаллизованные зерна. Контуры 10—8—6—5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

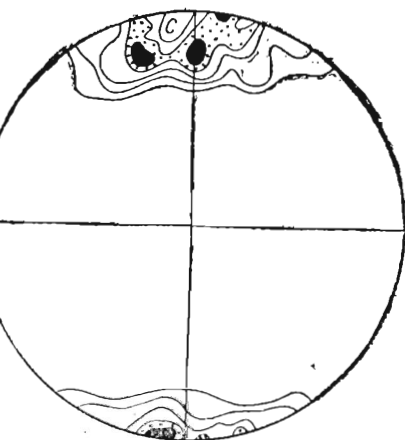


Рис. 45. 246 осей в зернах кальцита из мрамора Бреннер, Тироль. Выбраны крупные зерна с наблюдавшимися признаками деформации. Максимальный контур 8%. С изменениями по Зандеру [105].

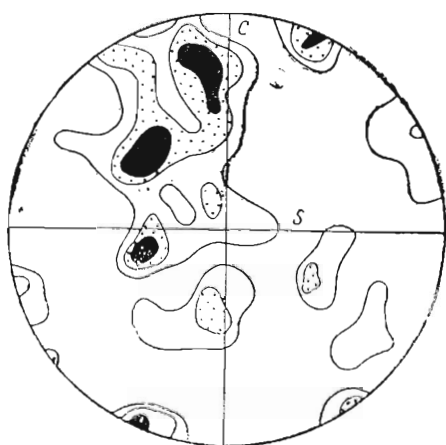


Рис. 46. 224 оси в зернах кальцита из того же мрамора, что и на предыдущем рисунке. Выбраны мелкие перекристаллизованные зерна. Контуры 5—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

в более низкой степени ориентированности перекристаллизованных частей породы. Другие примеры, сообщаемые Зандером [105, диаграммы 91, 93, 94, 95], обнаруживают ту же тенденцию к различию ориентировок. В этой связи следует отметить приуроченность пластинчатого кварца к неперекристаллизованным породам. Прямого сравнения ориентировки зерен, содержащих пластинки, и перекристаллизованного кварца пока не производилось.

Предшествующие сравнения основаны на векториальных или ориентированных свойствах. Напротив, Бэйн [10а] для анализа перекристаллизации использовал скалярное свойство — степень неправильности очертаний зерен. При помощи этого механического метода, который кратко описан нами на стр. 214, ему удалось отличить явления, связанные с претектонической перекристаллизацией мрамора от посттектонической перекристаллизации последнего путем сравнения контуров зерен более извилистых в первом случае и более правильных во втором.

Отношения перекристаллизованных тектонитов к тектонитам, в которых произошли минеральные новообразования

Новообразование минералов в том смысле, как мы здесь пользуемся этим термином, представляет перекристаллизацию, при которой происходит развитие в числе элементов строения новых минералов, и в таком понимании она скорее представляет предмет одного из разделов отрасли петрологии, занимающейся изучением вещественного состава. Однако сравнение ориентировок прежних и новых минералов в строении горных пород, в которых произошли новообразования, представляет значительный интерес в чисто структурном отношении. Для двух тектонитов, в которых новообразование минералов играет существенную роль, ориентировка была описана Клером [24а, 24б]. В одном случае сидерит замещен кальцитом, причем последнему была свойственна типичная для тектонитов ориентировка. Измерения сидерита вблизи от границ замещения дали возможность составить диаграмму, которая показывает, что оси некоторых зерен ориентированы по нормали к контактам (типичное строение, обусловленное ростом), другие же зерна ориентированы аналогично зернам кальцита. Второй пример относится к магнезиту двух генераций. Все зерна, принадлежащие к одной из них, имеют ориентировку, присущую тектонитам; магнезит другой генерации развит в линзовидных грубозернистых белых полосах, замещающих серый магнезит тектонита. У контактов белые полосы обнаруживают ориентировку, свойственную

тектонитам, сходную с той, которая характеризует серый магнетит; в центре полос наблюдалась типичная ориентировка роста, резко отличная от структурного узора тектонитов.

Соотношения ориентировки минералов с деформированными окаменелостями

Окаменелости представляют единственный из элементов деформированных пород, первоначальную форму которого мы можем представить себе с большей или меньшей достоверностью, поэтому их очертания, получившиеся после деформации, вместе с ориентировкой минералов приобретают особое значение. Неблагоприятным обстоятельством здесь следует считать то, что достаточно хорошо сохранившиеся окаменелости в текто-

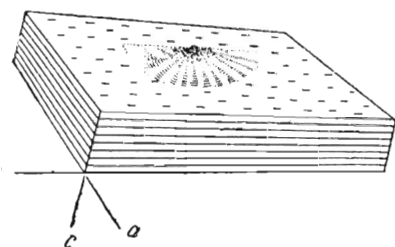


Рис. 47. Отношение деформированной раковины брахиоподы к линейности и сланцеватости слюдяного сланца из Клоф, Ньюхелтшир. По Биллингсу и Шарпу [18].

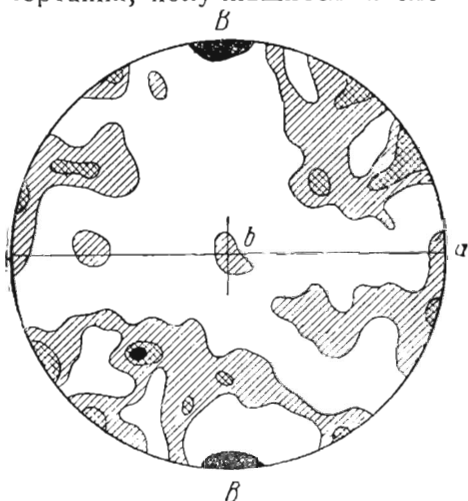


Рис. 48. 400 осей зерен кварца из слюдяного сланца, изображенного на предыдущем рисунке в разрезе породы по Е. ВВ отмечает положение полюсов спайности биотита, перпендикулярное к сланцеватости ab . Контуры 3—2—1%. С изменениями по Биллингсу и Шарпу [18].

нитах встречаются редко; чаще они непригодны для изучения.

Биллингс и Шарп [18] описали ориентировку минералов кристаллического сланца, содержащего створки брахиопод, растянутые и симметрично разорванные параллельно линейности (рис. 47 и 48). Удлинение их грубо оценивается в 25%. Ориентировку кварца трудно отнести к тому или иному из типов, изображенных на рис. 2, хотя создается некоторое впечатление максимумов III и IV. Максимумом полюсов спайности биотита определяется сланцеватость ab .

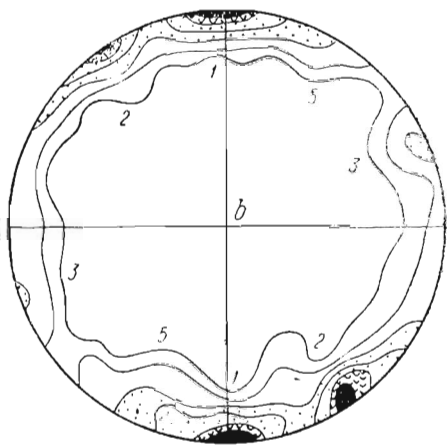
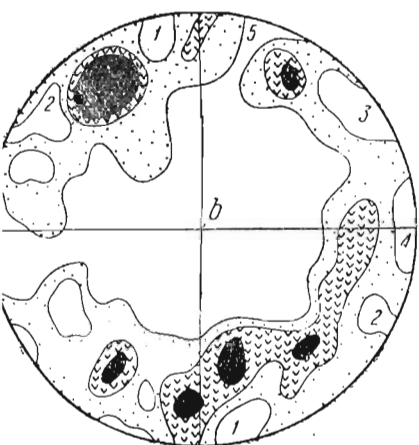
В другом примере Зандером [106] описываются раздавленные окаменелости, включенные в породе с ясной, ненарушенной косою слоистостью. Диаграмм, характеризующих ориентировку, не приведено. Он также упоминает о раковинах из кровельных сланцев [107], вытнутых параллельно линейности. Рентгеновским исследованием этих сланцев установлены в них ориентированные свойства, сходные с представленными на рис. 16, 17 и 18.

Соотношение в ориентировке зерен различных минералов

Определение ориентировки обособленных элементов строения должно во всех случаях, когда к этому представляется возможность, сопровождаться сравнительным изучением поведения этих различных элементов в местах их соприкосновения. Это особенно важно в тех случаях, когда встречаются минералы, поведение которых при деформациях хорошо изучено экспериментально.

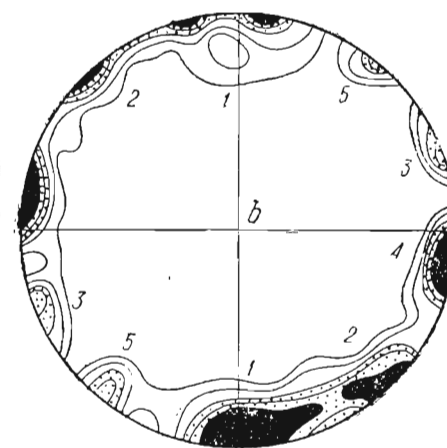
Особенно показательный пример этому приводит Зандер [105] для кальцитового филлита. Эта порода обнаруживает только линейность. Измерение ориентировки осей кварца и кальцита, полюсов спайности слюды и полюсов двойниковых пластинок в кальците дают пояса *ac*, изображенные на рис. от 49 до 52. Особого упоминания заслуживает в данном случае ориентировка различных максимумов в самих поясах. На рис. 49 изображена группировка осей кальцита, а на рис. 50 — расположение полюсов двойников в тех же зернах. Они лежат непосредственно на окружности диаграммы. Более детальное изучение этих двух диаграмм показывает, как и можно было ожидать, что полюс максимума на рис. 50 совпадает с минимумом осей на рис. 49 и что угловое расстояние между максимумом и минимумом осей составляет от 20 до 30°. Эти данные служат статистическим подтверждением величины угла в 26° между c_v и полюсами (01 $\bar{1}$ 2) кальцита. Цифры на рис. 49 и 50 относятся к максимумам и минимумам. Рис. 51, характеризующий расположение осей кварца, обнаруживает внутри пояса рассеянные максимумы и ряд минимумов, которые перенумерованы в соответствии с нумерацией их на рис. 49. Совершенно ясно, что минимумы осей на рис. 51 и максимумы пластинок на рис. 50 в значительной степени совпадают. Для кварца получается угол между максимумами и минимумами в 25 — 30°.

На рис. 52 дано расположение максимумов полюсов чешуек серицита, причем каждый максимум обозначен



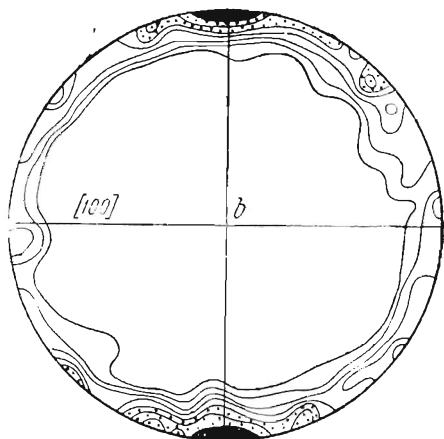
Р и с. 49. 263 оси зерен кальцита в известковистом филлите из Бреннера, Тироль. Цифры обозначают минимумы (площади, лежащие в главном поясе с наименьшей концентрацией осей). Контуры 6—2—1 %. С изменениями по Зандеру [105].

Р и с. 50. 117 полюсов к $(01\bar{1}2)$ двойников кальцита из филлита, изображаемого предыдущей диаграммой (рис. 49). Цифры имеют то же расположение, что и на рис. 49, но относятся здесь к максимумам двойников. Контуры 7—5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

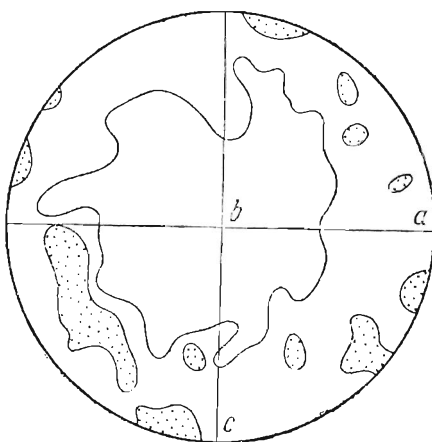


Р и с. 51. 222 оси зерен кварца из филлита (рис. 49). Цифры указывают минимумы осей и имеют то же расположение, что и на двух предшествующих рис. 49, 50. С изменениями по Зандеру [105].

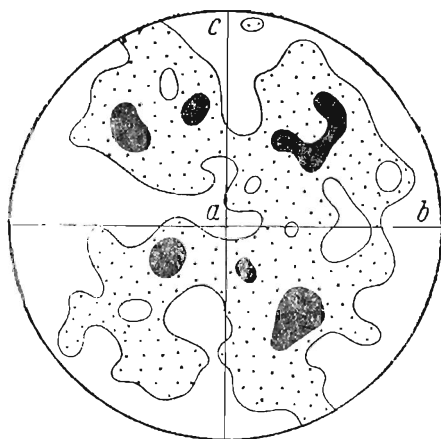
Р и с. 52. 222 полюса спайности мусковита из филлита (рис. 49). Цифры обозначают те же положения, что и на предыдущих рисунках, но относятся здесь к максимумам мусковита. Контуры 9—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].



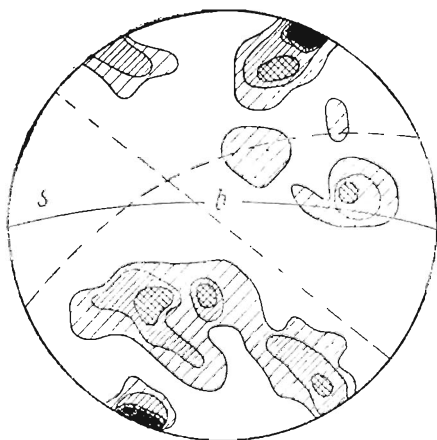
Р и с. 53. 260 полюсов спайности мусковита в кварцсодержащем филлите из Пиллерталя, Северный Тироль. Плоскость (100) параллельна оси сложения *a*. Контуры 11—6—5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].



Р и с. 54. 664 оси зерен кварца из филлита (рис. 53). Максимальный контур 3%. С изменениями по Зандеру [105].



Р и с. 55. 627 осей зерен кальцита из филлита (рис. 53). Максимальный контур 3%. С изменениями по Зандеру [105].



Р и с. 56. 55 осей зерен доломита из обогащенной карбонатом полосы в породах формации Пин и Хойлоу, район Плимут—Рочестер, Вермонт. Контуры 5—4—3—2%. По Ферберну и Хоксу [39].

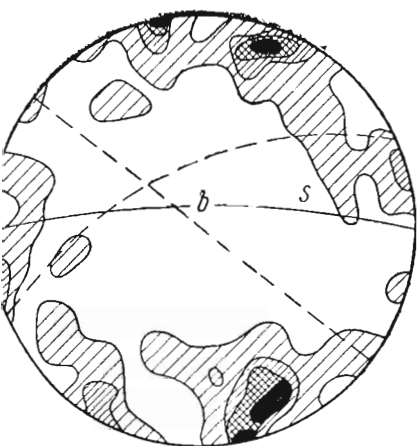


Рис. 57. 55 полюсов двойников ($02\bar{2}1$) в тех же зернах, что и на рис. 56. Контуры 5—4—3—2%. По Ферберну и Хоуксу [39].

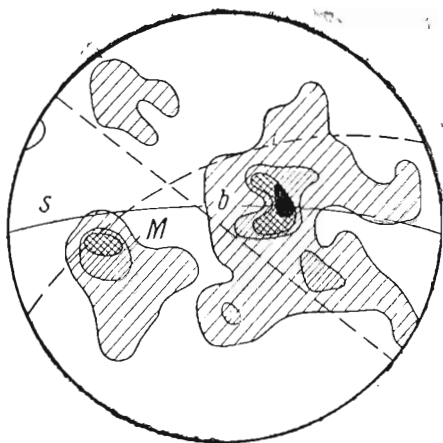


Рис. 58. 55 „длинных диагоналей“ в двойниках рис. 57. Контуры 4—3—2%. По Ферберну и Хоуксу [39].

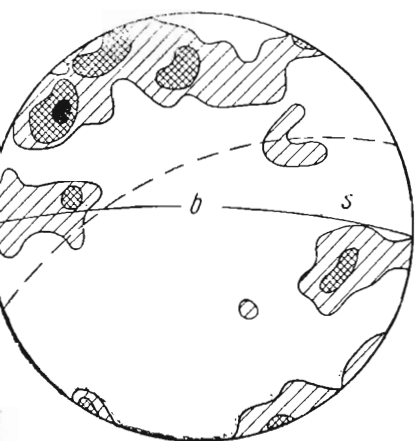


Рис. 59. 170 осей в зернах кальцита из той же обогащенной карбонатом полосы, что и на рис. 56. Контуры 4—3—2%. По Ферберну и Хоуксу [39].

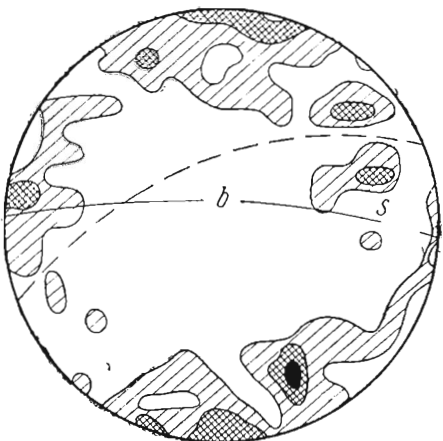


Рис. 60. 170 полюсов двойников ($01\bar{1}2$) зерен с рис. 59. Контуры 4—3—2%. По Ферберну и Хоуксу [39].

цифрами для сопоставления с максимумами и минимумами на рис. 49—51. Соответствие максимумов и минимумов ясно выражено и здесь; четко устанавливается соотношение — максимумы пластин равны минимумам осей. Исследованный тектонит не имеет видимой плоскости s главным образом потому, что слюды не имеют плоскостно-пространственной ориентировки. Однако диаграммы для содержащихся в породе кальцита, кварца и серицита все согласно указывают на

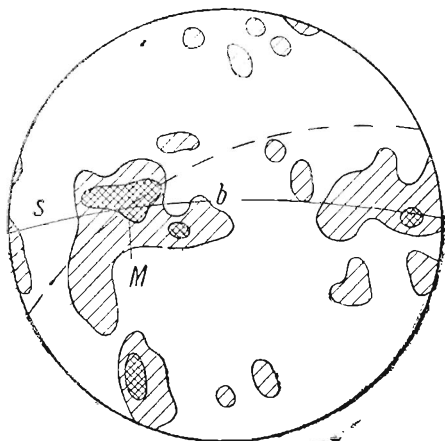


Рис. 61. 170 линий скольжения в двойниках рис. 60. По Ферберну и Хоуксу [39].

обычное распределение ориентирующих усилий, непосредственно приводящих к линейности.

Второй пример, также относящийся к содержащему кальцит филлиту, изученному Зандером [105], представляет соотношения несколько иного типа. На рис. 53, 54 и 55 видны ориентировки плоскостей (001) мусковита, осей кварца и осей кальцита; двойниковые полоски в кальците отсутствуют. Элементы [100] в мусковите (кристаллографическая ось a) параллельны оси строения a . Диаграмма кварцев выявляет

пояс ac , в котором большая часть максимумов располагается, хотя и не всегда, приблизительно по периметру.

В третьем примере (исследования Хоукса [39]) сравнивались соотношения ориентировок кальцита и доломита. Эта горная порода представляет „зеленокаменную породу“ с большим количеством карбоната, в котором обильные пластинчатые минералы имеют характерно выраженную пространственную ориентировку, как плоскостную (развита сланцеватость), так и линейную (развита линейность). Кальцит встречается в виде неправильных скоплений, гнездышек и линз; доломит развит в форме метакристаллов. Ориентировка этих двух последних минералов относительно сланцеватости s и линейности b передается рис. 56—61. Наиболее интересным следует считать различие в концентрациях осей (рис. 56—59), где главные максимумы расходятся почти на 90° . Хотя для обоих минералов двойниковые пластинки распределяются довольно незакономерно и рассеянно, все же большинство двойниковых полосок грубо параллельно сланцеватости. Корот-

кие диагонали кальцита (рис. 58) и длинные диагонали доломита (рис. 61) показывают несколько узлов концентраций, грубо параллельных s . Анализ этого и двух предыдущих примеров читатель найдет на стр. 106.

Включения метакристаллов

Общеизвестное явление в тектонитах представляет развитие метакристаллов на месте первичных элементов строения. Оно представляет особую форму новообразования минералов, интересную в особенности потому, что замещение иногда завершается перед тем, как растущий метакристалл перестал раздвигать другие элементы горной породы.

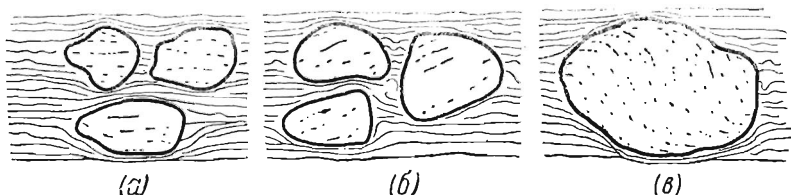


Рис. 62. Схема, иллюстрирующая различные соотношения $si-se$. si параллельно se ; si образует угол с se ; si одновременно наклонено под углом и искривлено относительно se .

В таких случаях к весьма существенным выводам приводит сопоставление ориентировки внутреннего реликтового строения si с внешним первоначальным строением se . Так, если и si и se соответствуют плоскостно-пространственной ориентировке, то важно установить соотношения этих двух ориентировок (рис. 62). Ингерсон [60] привел иллюстрацию случая (а) в примере со слюдой, si которой параллельно спайности альбита. Эти спайности параллельны поверхности s в горной породе. Шмидт [112а] и Бекке [13] произвели исследования образцов, ориентированные строения которых относятся к типу, изображенному на рис. 62, в, и рассмотрены нами ниже, на стр. 143.

Примеры линейно-пространственной ориентировки для слюд даны на рис. 52 и 63. На рис. 52 показана ориентировка se , причем здесь выступает несколько второстепенных максимумов. Рис. 63 представляет результат измерения зерен слюды, включенных в метакристаллы кальцита, и представляет тип si строения. Она имеет те же самые второстепенные максимумы, что и рис. 52 (пронумерованные от 1 до 5), но обнаруживает некоторое отклонение, приблизительно на угол в 15° .

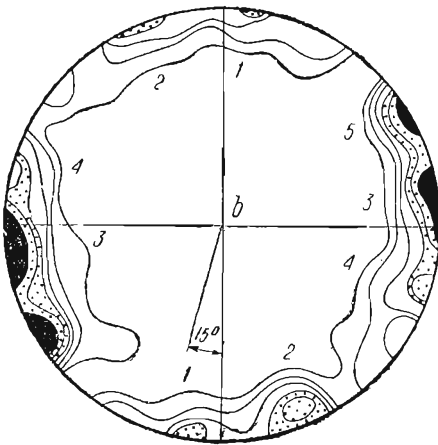


Рис. 63. 51 полюс спайности мусковита из зерен, включенных в кальците (строение si). Известковистый филлит из Бреннера, Тироль. Числа соответственно показывают те же максимумы, что на рис. 52. Контуры 8—5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

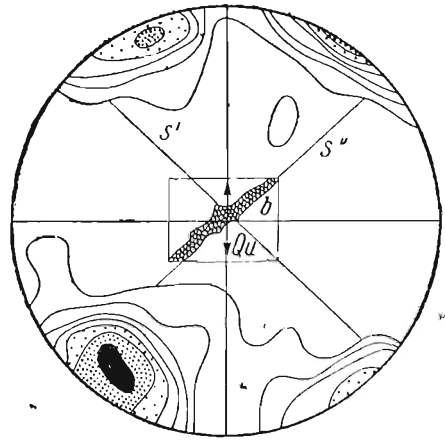


Рис. 64. 140 осей зерен кварца, выполняющего трещину в крупном кристалле кварца. Двусторонняя стрелка показывает ориентировку этого кристалла (Qu). Контуры 8—6—5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

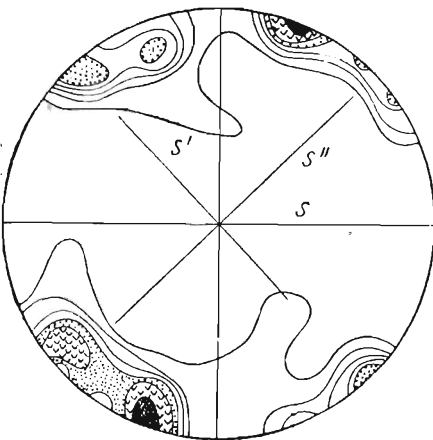


Рис. 65. 61 ось зерен кварца, выполняющего трещину, изображенную на рис. 64. Выбраны зерна, прилегающие к стенкам трещины. Контуры 8—6—5—4—3—2%. С изменениями по Зандеру [105].

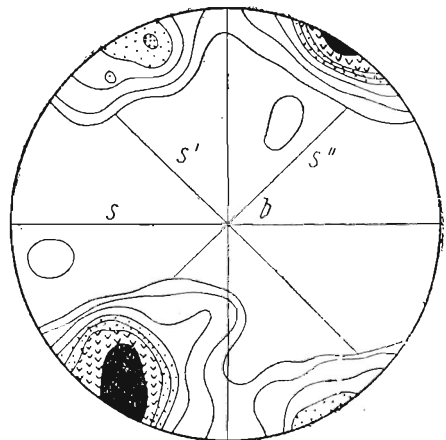


Рис. 66. 79 осей в зернах кварца, выполняющего трещину, изображенную на рис. 64. Выбраны те из зерен, которые не соприкасаются со стенками трещины. Контуры 8—6—5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

Наконец, если пространственная ориентировка отсутствует, можно сравнивать ориентировку решеток se и si . Данные, относящиеся к этому случаю, еще не известны.

Ориентировка минералов, связанная с пересекающимися трещинами

Размеры систем трещин не являются критерием их значения. В тех случаях, когда мы хотим выяснить принципиальную сторону явления, изучение систем мелкого масштаба может быть даже предпочтительнее. Зандер исследовал несколько подобных случаев и получил прекрасные результаты ([105], диаграммы 6, 7, 8, 14, 15, 97 и 99). В одном примере (рис. 64) две системы трещин в крупном зерне

кварца пересекаются параллельно линейности. Эти трещины расположены симметрично относительно главной поверхности строения s . Трещины одной из систем были выполнены тонкими зернами перекристаллизованного кварца; другие являлись закрытыми. Оси кварца, выполняющего трещины, расположены в двух максимумах, каждый из которых явным образом почти параллелен двум плоскостям трещиноватости, причем наиболее яркий максимум соответствует направлению заполненных кварцем трещин. Зерна, находящиеся вблизи стенок этих трещин (рис. 65), и зерна в центре прожилка (рис. 66) имеют одинаковый узор ориентировки.

Больше того, зерна, образующие два максимума на рис. 64, не занимают какого-либо особого положения в трещинах, — другими словами, те зерна, оси которых грубо параллельны s' или s'' , не обнаруживают тенденции локализоваться в обусловленных зонах в трещине.

Взаимные отношения пересекающихся трещин с ориентировкой слагающих пород зерен в тех случаях, когда ни

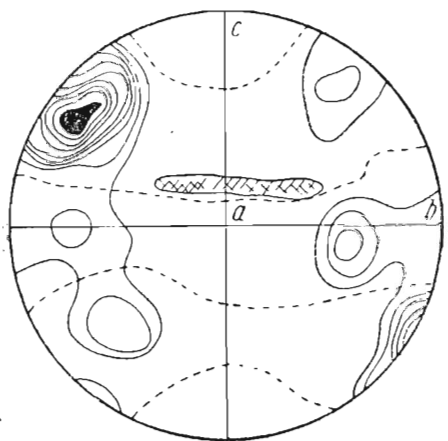


Рис. 67. 75 полюсов пересекающихся трещин в кварце из гранулита, Хартмансдорф, Саксония. В центре помещен схематический рисунок типичного раздробленного зерна. Пунктирные линии указывают зоны концентрации осей кварца. Контуры 16—14—12—10—8—6—4—2—1[°]. С изменениями по Зандеру [105].

одна из систем трещин не заполнена, изображено на рис. 67. Длинные пространственные оси кварцевых зерен параллельны оси b (одно зерно заштриховано), а кристаллографические оси располагаются в поясах, показанных пунктирными линиями выше и ниже ab . Ориентировка пересекающихся трещин совершенно независима от ориентировки решетки зерен, как это ясно показывает расположение максимумов их полюсов. Следует при этом отметить, что одна система трещин выражена гораздо лучше другой.

Ориентировка поперечных трещин

Термин „поперечная трещина“ в том смысле, как мы им здесь пользуемся, относится к тем разломам в тектонитах, которые грубо перпендикулярны линейности и сландеватости. Их считают обычно трещинами разрыва, которыми они часто и являются в действительности.

Различается два типа таких трещин: одни более или менее точно параллельны ac , другие грубо параллельны bc . Первые мы будем называть трещинами ac , вторые, по причинам, изложенным ниже (см. стр. 184), обозначаются как трещины BC .

Несмотря на их обычность, трещины ac редко описываются в учебниках структурной геологии. Они наблюдаются как в виде микроскопических трещин, пересекающих зерна, так и в форме крупных отдельностей, грубо перпендикулярных линейности. Для распознавания их под микроскопом необходимы разрезы, перпендикулярные осям a или c . Зандер [105] показал их соотношения с ориентировкой решетки кварца в гнейсах (рис. 68). Полюсы трещин группируются около b , в то время как оси тех зерен, в которых располагаются подвергавшиеся измерению трещины, рассеяны выше центра диаграммы, с наибольшим сгущением их в a . Хотя некоторая общая зависимость между осями кварца и трещинами ac существует, очевидно, что ориентировка последних не строго контролировалась ориентировкой решетки зерен. Рис. 1 представляет их пространственные отношения с другими направлениями и плоскостями тектонитов.

Трещины BC хорошо известны, и с наибольшей легкостью узнаются в зонах сбросовых дислокаций, где можно легко доказать направление движения. По отношению к составляющей движения, параллельной a , эти трещины, как показано на рис. 69, в среднем будут иметь ориентировку по экватору X . Эти поперечные трещины могут быть четко выражены на поверхности плоскостей скольжения. Они

развиваются здесь в виде ступенчатых серий. Направление относительного движения в благоприятных случаях может быть определено только по ориентировке трещин ВС, так как

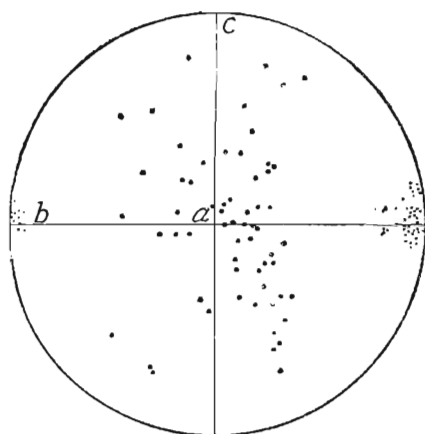


Рис. 68. По краям (межкие точки)—70 полюсов к поперечным трещинам в зернах кварца из гнейса, Богемия. В центре (жирные точки)—70 осей кварца в тех же зернах. С изменениями по Зандеру [105].

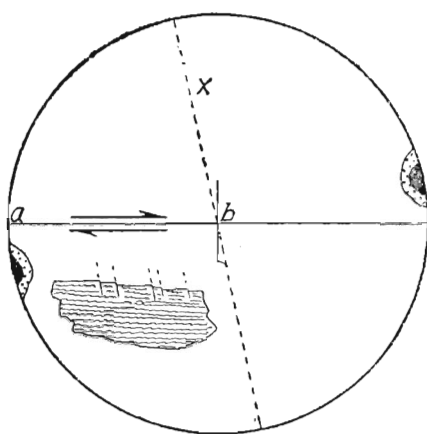


Рис. 69. Диаграмма, поясняющая как используются поперечные трещины ВС при определении относительного движения (указано стрелками параллельно b).

на ощупь такая поверхность кажется гладкой по направлению движения и грубой в обратном. Примеры таких трещин можно найти почти в любом курсе структурной геологии или рудных месторождений.

Отношение складчатости к ориентировке минералов

Рассмотрение вопроса о происхождении складчатых дислокаций и складчатости по существу не входит в задачи этой книги, и этот вопрос затрагивается здесь только применительно к складкам тектонического происхождения. Большое количество примеров соотношений ориентировки разобрано главным образом Зандером, и описательная сторона явления рассматривается с этой точки зрения безотносительно к классификации или генезису складок.

Первым примером является кварцевая жила в филлитах, изображенная на рис. 70. Положение осей кварца приблизительно указывают линии, идущие поперек жилы. Их среднее направление примерно перпендикулярно к стенкам жилы. Первоначальное простирание кварцевой жилы, надо полагать, было параллельным s_1 , а s_2 отвечало сланцеватости вмеща-

ющего филлита. Размеры зерен кварца в перегибах жилы относительно уменьшаются. Коленообразные изгибы и повороты не сопровождаются резким увеличением мощности.

Второй тип соотношений в смятых в складки кварцитах представляют рис. 71 -- 76; рис. 72 и два следующих за ним, 73 и 74, передают ориентировку зерен кварца на участках P, Q и R на рис. 71. *b* параллельно осевой линии складки. Средние азимуты поверхностей *s* для каждого из этих участков показаны параллельной штриховкой. Следует отметить подобие в расположении главных максимумов каждой диаграммы относительно поверхностей *s*. На рис. 75 дана ориентировка зерен в колене (изгибе) складки (участок S). Эта диаграмма схожа с диаграммой для участка R. Наконец, рис. 76 передает ориентировку, полученную для зерен, выбранных в разных точках поперечного сечения складки. Отношение максимумов к поверхностям *s* в этом случае совсем неясно. Диаграммы для отдельных участков складки, таким образом, следует предпочесть любой обобщенной диаграмме, пример которой и представляет рис. 76.

Следующий пример (рис. 77) изображает ориентировку пластинок кальцита, приблизительно параллельную осевой плоскости небольшой складки, контур которой вписан внутри диаграммы. Изогнутые слои складки подчеркиваются распределением графитового вещества; их мощность увеличивается в замковой части. Правый край отчетливо зазубрен.

Четвертый тип отношений описан Зандером [105] для сплоенной кварцевой жилы, залегающей в филлите. Здесь имеется пояс *bc* (рис. 78); *b* параллельно осевой линии складки, как и в предыдущем случае, но пояс в целом перпендикулярен к поясу *ac*, описанному для предшествующего случая. Кроме того, видны два второстепенные максимума вблизи *a*.

Пятый пример касается ориентировки кварца и кальцита. На рис. 79 изображено поперечное сечение складки и ориентировка осей кварца в замковой части складки. Структурная ось *b* параллельна линейности и осевой линии. Рис. 80 дает статистическое положение $(01\bar{1}2)$ пластинок кальцита из внешних частей складки. Здесь мы находим неполный пояс *ac*.

Шестой пример представляет складка, образованная существенно кварцевыми и кальцитовыми слоями. Она изображена в ее истинной ориентировке в центре рис. 24. Здесь видно, что среднее положение плоскости $(01\bar{1}2)$ в пластинках кальцита параллельно осевой плоскости складки. На рис. 25 приведена ориентировка оптических осей этих же пластинок. На рис. 81 дана ориентировка кварца в разрезе *b*. Максимум

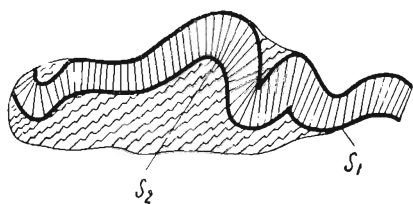


Рис. 70. Сплоенный прослой кварцевых зерен в филлитах из Вриксена, Южный Тироль. Линии в смятом в складочки прослое показывают схематически положение осей кристаллов в зернах. С изменениями по Зандеру [105].

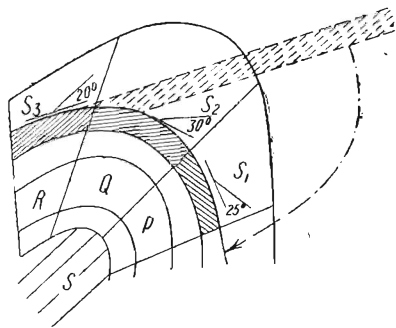


Рис. 71. Схема складки в кварцитах из Бреннера, Тироль. Ориентировка осей кварца на участках P, Q, R и S передана параллельными сплошными линиями. Пунктиром изображен выпрямленный слой. По Э. В. Нопф [65], с изменениями по Зандеру [105].

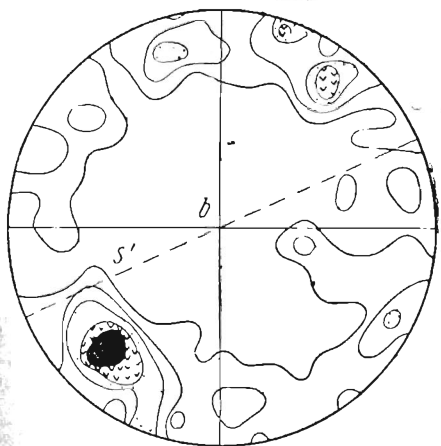


Рис. 72. 300 осей кварца из участка P рис. 71. Контуры 5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

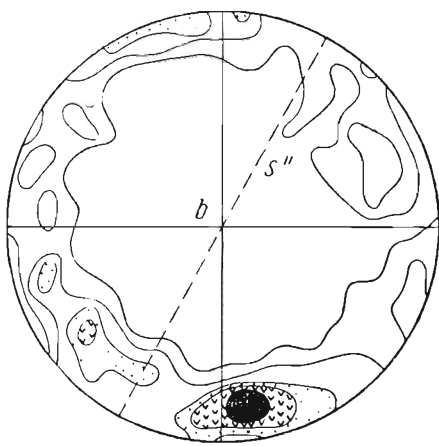
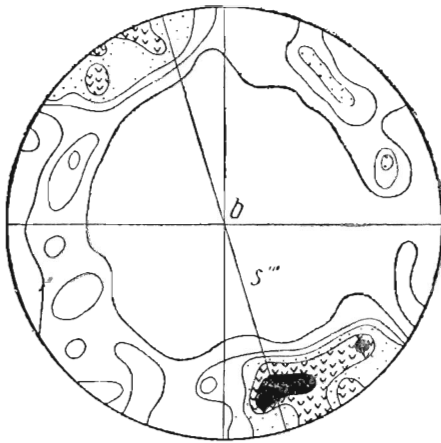
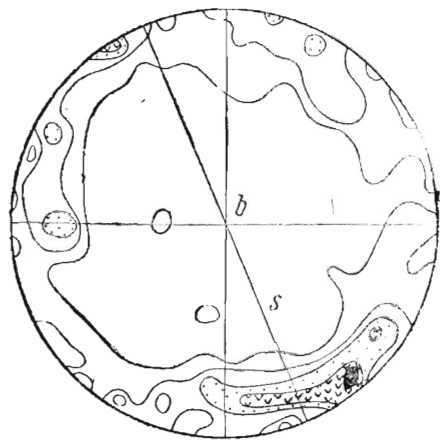


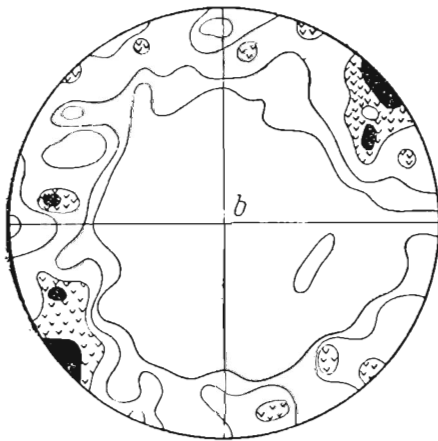
Рис. 73. 300 осей кварца из участка Q рис. 71. Контуры 5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].



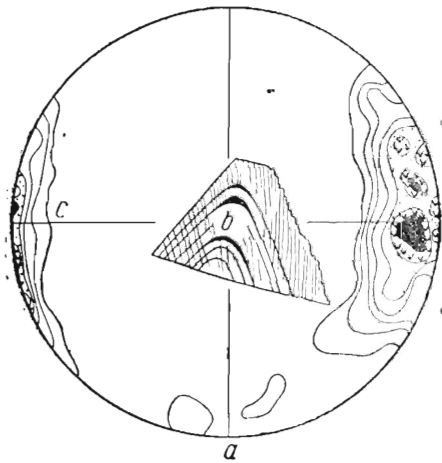
Р и с. 74. 300 осей кварца из участка
Р рис. 71. Контуры 5-4-3-2-1%.
С изменениями по Зандеру [105].



Р и с. 75. 190 осей кварца из участка
S рис. 71. Контуры 5-4-3-2-1%.
С изменениями по Зандеру [105].



Р и с. 76. 200 осей кварца, взятых
поперек через всю складку, безотносительно к ее отдельным участкам.
Контуры 5-3-2-1%. С изменениями по Зандеру (105).



Р и с. 77. 500 полюсов к двойниковым
плоскостям (0112) в кальците из мрамора Хинтертукс, Северный Тироль.
Максимальный контур —13%. С изменениями по Зандеру [105].

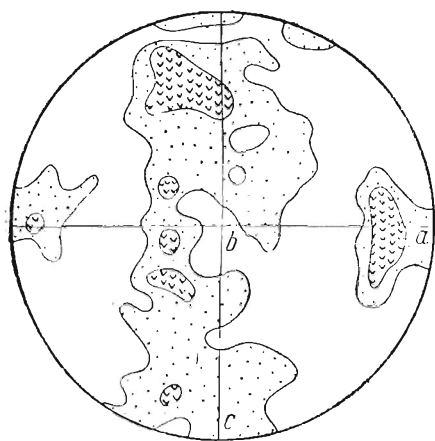


Рис. 78. 734 оси кварца из складки в филлите, Бриксен, Южный Тироль. Максимальный контур—3%. С изменениями по Зандеру [105].

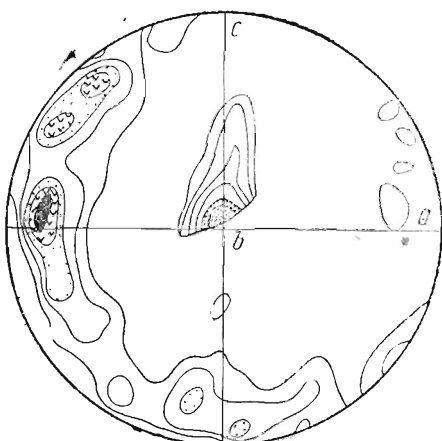


Рис. 79. 390 осей кварца из кварцевого прослоя в складке филлита. Ваттеншпитце, Северный Тироль. Контурсы 5—4—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

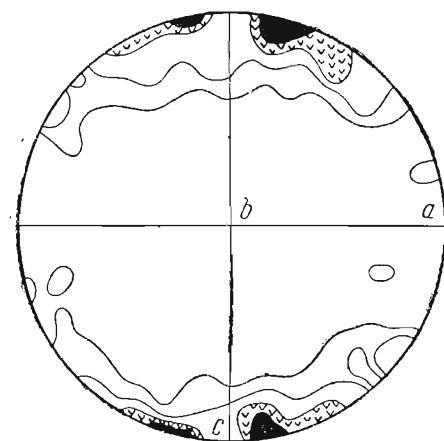


Рис. 80. 385 полюсов к двойникам (0112) кальцита в кальцитовом прослое среди филлитов рис. 79. С изменениями по Зандеру [105].

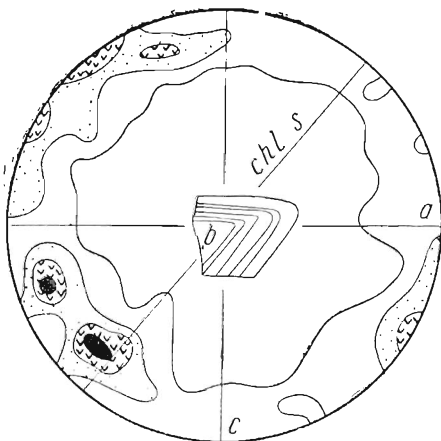


Рис. 81. 340 осей кварца из сложенного в складки известкового филлитогнейса из окрестностей Маульса, Южный Тироль. Контурсы 5—3—2—1%. С изменениями по Зандеру [105].

в поясе ac параллелен некоторой поверхности s , выявляемой листочками хлорита. Эта поверхность соответствует одному краю складки.

Седьмой тип соотношений, приведенный опять-таки у Зандера [105], изображает рис. 82. Это сложенная в складку

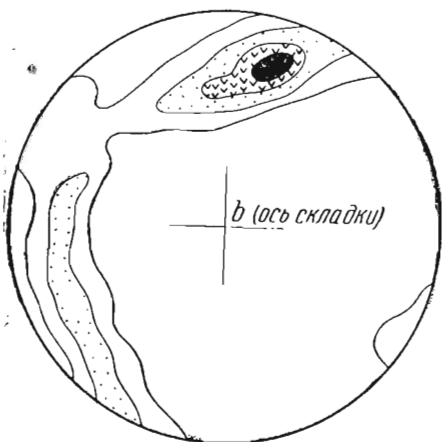


Рис. 82. 455 осей кварца из кварцито-вой жилы в филлитах, Фольдерсталь, Северный Тироль. Максимальный контур—10%. С изменениями по Зандеру [105].

кварцевая жила. Пояс осей кварца отличается от таких в предыдущих примерах тем, что он не параллелен ни одной из трех плоскостей строения ab , ac или bc .

Во всех других примерах наблюдались в той или иной степени симметрические соотношения между осями и ориентировкой минералов.

Тектонические оси

Почти во всех приведенных до сих пор примерах пояса составляли существенный элемент ориентировки минералов. Они помогают определить положение b или положение *тек-*

тонической оси, которая в большинстве тектонитов совпадает с линейностью. Исключением являются только зоны скольжения (см. стр. 22), где наиболее ярко выраженная линейность параллельна оси a . Линейность, параллельная осям складок, обычно представляет надежный макроскопический признак структурной оси b . Местами этот макроскопический признак отсутствует, и необходим микроскопический анализ. Изучение диаграмм ориентировки минералов, приведенное нами выше, показывает, что видимая b для минералов, подобных кварцу, слюде и кальциту, представляет перпендикуляр к поясу осей, полюсов, пластинок и т. д. Следовательно, пояса этого характера могут быть использованы для того, чтобы установить b в тех случаях, когда линейность не наблюдается в штуфах. Так, например, мрамор, который выглядит массивным, может содержать пластинки, полюсы которых ориентированы в некоторый пояс; и так как b может представлять нормаль к этому поясу, то вполне допустимо весь дальнейший анализ основывать на таком предположении.

В тех случаях, когда развиты не одна, а несколько тектонических осей, возникают большие сложности. Хотя эти оси обычно располагаются перпендикулярно друг к другу, нередки и косые углы пересечений между ними. Зандер [105] описал много таких примеров, а позднее Ингерсон [58] детально изучил эти сложные оси.

Для весьма тонкозернистых тектонитов, например для глинистых сланцев, обычный микроскопический анализ может быть дополнен или полностью заменен рентгеновским анализом. В тех случаях, когда b можно обнаружить в образцах, рентгенограмма для b легко отличима от всех других, благодаря ясно видимому рассеиванию отражений вправо и влево от центральной полосы (см. рис. 16 и 17). Там, где b не наблюдается непосредственно, остается возможность выявить ее статистическим путем, исследуя образцы различающейся ориентировки в плоскости, перпендикулярной к сланцеватости. Такая рентгенограмма перпендикулярна к оси b , что показывают отражения в центральной зоне, обнаруживающие максимальные отклонения от строго параллельного положения. Если развита не одна, а несколько осей b , рентгеновский анализ может оказаться недостаточно чувствительным и потому непригодным для практических целей.

Симметричность строения в тектонитах

Представление о симметричности строения в тектонитах относится только к случаю исследования с помощью рентгенограмм, как это изображено на рис. 16, 17 и 18. Оно также применимо и к оптическим диаграммам, но мы на этом в вводных главах не останавливались, так что читатель может вначале познакомиться с различными типами ориентировки и получить представление о симметрии, изучая структуру по узорам на рисунках. Взаимная ориентировка, т. е. отношения минералов в тектонитах со сланцеватостью, линейностью, трещинами и складками может быть выражена в терминах, применяемых в кристаллографии для обозначения классов симметрии; другими словами, симметрия любой оптической диаграммы или рентгенограммы может оцениваться путем проведения воображаемых плоскостей через a . Симметрия эта не является строгой в кристаллографическом смысле слова, так как необходимо учитывать статистический, обобщенный характер структурных узоров на диаграммах. Зандер [105] классифицировал возможные типы симметрии с большой детальностью. Здесь они сгруппированы в четыре главные типа:

1) *полисимметрия*, где через *a* можно провести *n* плоскостей симметрии. Этот тип не имеет большого развития в тектонитах;

2) *бисимметрия*, представляемая рис. 17, 24, 32 и др., где через *a* можно провести две плоскости симметрии, параллельно *ab* и *ac*;

3) *моносимметрия*, представленная рис. 12, 16, 44 и др., когда одна плоскость параллельна *ac*;

4) *асимметрия* (рис. 28, 67 и т. д.), когда плоскости симметрии отсутствуют.

Диаграммы, не обнаруживающие никакой симметрии, могут в целом рассматриваться как лишенные симметрии и, таким образом, отличаются от тех, которые выделены в класс асимметричных, поскольку последние характеризуются ясно выраженной ориентировкой¹.

Только что изложенные нами представления о симметрии необходимы при изучении ориентировки, но в особенности при разборе и описании рентгенограмм, так как здесь редко наблюдаются какие-либо неясности в характере обнаруженной ориентировки. С другой стороны, в диаграммах оптической ориентировки не наблюдается такой ясности; обычна значительная неопределенность в симметрии, и все попытки отнесения ее к тому или иному классу часто остаются безрезультатными.

Резюме

В этой главе приведен ряд примеров, иллюстрирующих основные структурно-петрографические характеристики деформированных горных пород. Большая часть примеров и деталей заимствована из книги Зандера „Gefügekunde der Gesteine“ [105] и из многочисленных статей различных авторов. На данной стадии изложения мы воздерживаемся от объяснения приведенных фактов и не приводим каких-либо гипотез, так как рассчитываем это сделать в заключительных главах. Данные по ориентировке отдельных минералов, входящих в состав тектонитов, сведены в табл. 2; в тексте приводятся дополнительные данные для кварца, кальцита, доломита и слюды. На отдельных примерах показаны различные отношения ориентировки минералов к перекристаллизации и новообразованию минералов, к деформированным окаменело-

¹ *Моносимметричная, асимметричная* и т. д. — термины, непосредственно соответствующие моноклинной, триклинной и другим видам симметрии в кристаллографии. Эти термины употребляются Зандером [105], но мы ими не пользуемся в этой книге.

стям, к пересекающимся и поперечным трещинам и к складкам. Взаимные отношения ориентировок слюды, кварца и карбонатов, участвующих в строении одной и той же горной породы, показаны на ряде диаграмм. Далее рассматривается роль метакристаллов в явлениях ориентировки тектонитов. Определение тектонических осей (осей *b*) дано с описательной точки зрения, причем для этого использованы как микроскопические, так и рентгеновские методы.

Тем читателям, которые будут удивлены несоразмерным преобладанием в этой главе фактических сведений, по большей части новых для тех, кто ранее не занимался структурно-петрографическими исследованиями, и тем, кто не найдет в этой главе каких-либо теоретических обобщений, я могу посоветовать только запастись терпением. Структурная петрология в настоящем ее состоянии еще недостаточно окрепла, и факты лучше выделить в особую главу, чтобы избежать ненужного засорения гипотезами.

Глава III

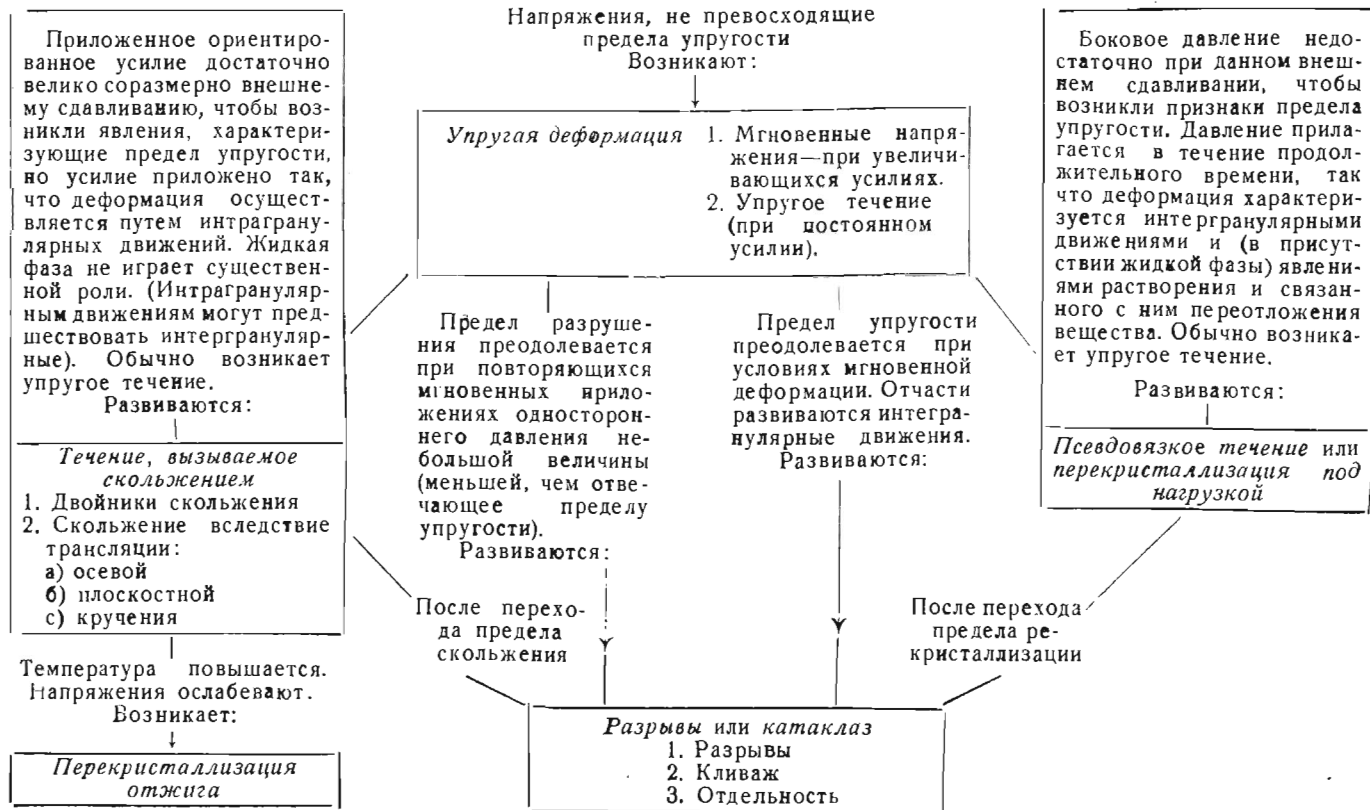
ДЕФОРМАЦИИ, ПОЛУЧАЕМЫЕ ПРИ ЭКСПЕРИМЕНТЕ

Введение

При попытке объяснить факты, изложенные в предыдущей главе, мы, естественно, должны обратиться к результатам, полученным при экспериментальных деформациях кристаллов, отмечая аналогии и различия и сосредоточивая внимание на том, чтобы отделить существенные для нас данные от несущественных. Этот подход к интерпретации тектонитов является основой большинства гипотез, рассматриваемых в нашей книге.

Наши познания о деформациях в значительной мере основаны на наблюдениях над металлами, которые представляют простой класс кристаллов в отношении структуры и которые изучались особенно интенсивно по причинам их огромного значения в технике и сравнительной легкости, с которой можно экспериментальным путем производить деформацию их кристаллов. Отсутствие каких-либо побудительных мотивов прикладного характера, вместе с трудностями в постановке экспериментов, задерживали подобное изучение кристаллов минералов. В настоящий момент последние достижения техники позволяют изучать горные породы и минералы более совершенными методами и постепенно восполнять пробелы в данных о них. Экспериментальные работы теперь подвинулись так далеко, что позволяют, хотя бы в предварительном виде, представить классификацию явлений деформации, которые даны в табл. 3. Хотя эта таблица и носит предварительный характер, все же она может оказаться полезной, так как показывает вероятную последовательность различных процессов, происходящих при деформации. Перед тем как перейти к ее рассмотрению, следует, однако, сказать несколько слов по поводу особенностей той терминологии, которой мы здесь пользуемся.

Всестороннее давление употребляется в обычном значении как эквивалент гидростатического давления. *Боковое давление* или *напряжение*, также *стресс*, обозначает всякую действующую в одном направлении силу, стремящуюся нарушить равновесие, установленное при гидростатическом



давлении¹. Термин *перекристаллизация*, обозначающий явление, обычно сопровождающее процессы деформации, обнимает тот тип регенерации кристаллов, который совершается без изменения их минералогического состава (см. стр. 46); в тех случаях, когда при перекристаллизации происходят изменения в составе, мы применяем термин *новообразование минералов*. То обстоятельство, что этот процесс не включен в таблицу, отнюдь не означает отрицания его важности; это связано с желанием избежать на данной стадии изложения представлений, касающихся состава горных пород. Термин *течение*² употребляется в самом широком смысле, для того чтобы обозначить всякое *постепенное приспособление (обратимое или остаточное)* подвергающегося стрессу материала, при котором сохраняется внутреннее сцепление его частиц (английское *creep*³ в данном случае представляет по существу синоним *flow* — течение).

Типы деформаций

Всякая деформация и перекристаллизация начинаются с упругой деформации, даже если невозможно учесть продолжительность этой стадии. Упругие деформации полностью обратимы; остаточных (permanent) деформаций при этом не возникает. Они сгруппированы здесь в два раздела. К *мгновенным деформациям* относятся упругие деформации такого рода, при котором усилие возрастает очень быстро и в первом приближении деформация (сжатие) происходит пропорционально усилию (закон Гука). На рис. 83 представлен этот тип деформации в алебастре.

Упругое течение представляет значительно более медленное явление [48, 49] и лучше всего наблюдалось при экспериментах, протекавших при постоянных значениях усилий, действовавших в течение продолжительного промежутка времени. Хотя такое течение вполне обратимо, оно не подчиняется закону Гука. Это видно из рис. 84, где показано поведение сухого алебастра при названных условиях [49]. Укорочение образца здесь обратно пропорционально времени

¹ В русском языке для понятия стресс применяется также выражение „боковое давление“ или „одностороннее давление“, хотя английское слово „stress“ может обозначать не только сдавливающее, но и растягивающее усилие (tensional stress). (Прим. ред.)

² Приставка „пластичное“, обычно употребляемая со словом „течение“, опущена здесь потому, что ее относят к случаю скольжения в металлографии, а также вследствие слишком широкого применения этого термина в геологии.

³ „Ползучесть материала“.

испытания, и прямая линия, проведенная через все точки наблюдений, показывает, что степень его уменьшения постоянна. Можно построить линию подобного же наклона, чтобы показать, что скорость восстановления первоначальной длины, или обратимая часть течения, точно так же остается постоянной.

Изменения за пределами стадии упругой деформации необратимы и приводят либо непосредственно к разрывам, либо к дальнейшему течению, сопровождаемому разрывами. В первом случае разрыв может возникнуть: 1) вследствие явления *усталости*, хорошо известного в технике, которое вызывается искусственно кратковременным повторяющимся приложением небольших усилий (не выходящих за пределы упругости), или 2) в результате однажды приложенного и быстро возросшего за пределы упругости усилия. В геологии такое понятие явления усталости вряд ли может быть приемлемо, и его

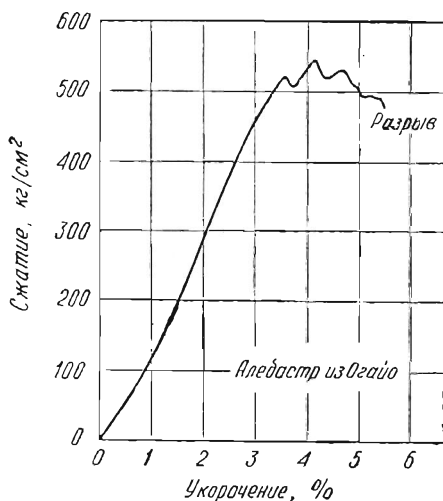


Рис. 83. Мгновенная упругая деформация алебастра из Огайо при 24° С, без растворителей. По Григгсу [48].

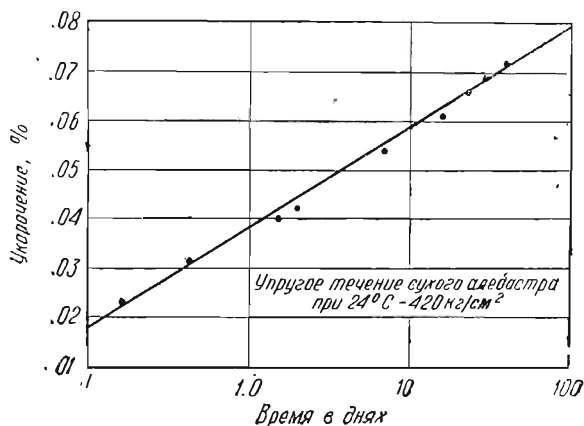


Рис. 84. Упругое течение алебастра из Огайо. Сухие образцы испытывались при температуре 24°С под давлением 420 кг/см². По Григгсу [49].

нельзя использовать в какой-либо из гипотез, рассматриваемых в этой книге. С другой стороны, разрывы, вызываемые усилием, превышающим предел упругости, имеют большое значение в геологии.

Главная характеристика разрыва — это потеря сцепления твердых частиц. Грануляция, катаклаз, милонитизация являются геологическими синонимами для описания этого процесса в агрегатах минералов. Разрывы могут пройти между

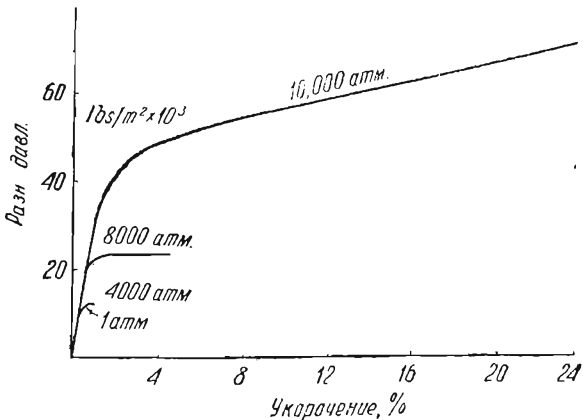


Рис. 85. Течение скольжения в мраморе при различных значениях внешнего давления, которые проставлены на каждой кривой. Виден переход от упругой деформации (крутые части кривых) к непрерывной деформации скольжения (пологие части кривых). По Григгсу [45].

зернами или через зерна. В последнем случае разрушение будет происходить путем образования трещин отдельности, или кливажа.

Трещины разлома появляются в тех случаях, когда кристалл разламывается таким способом, что его внутренняя кристаллическая структура совершенно не влияет или почти не влияет на разрыв. В отличие от этого *отдельность* и *спайность* представляют разрывы, которые строго связаны с кристаллографической структурой. Отдельность в двойниках есть разрыв по плоскости срастания между двумя неделимыми двойникового кристалла. *Трещины спайности* представляют разрывы сплошности, связанные с кристаллической структурой, возникающие независимо от двойников.

Течение, вызываемое скольжением (пластическая деформация по терминологии металлургов) имеет ряд характерных особенностей, наиболее важными из которых следует считать две: 1) развитие непрерывной деформации без разломов и

2) скольжение на плоскостях кристаллической решетки. Эти движения приурочены к определенным плоскостям и к особым направлениям, лежащим в этих плоскостях. Наиболее благоприятные условия для их возникновения указаны в табл.3; они с наибольшей легкостью развиваются в простых кристаллах класса металлов. На рис. 85 представлены особенности течения, вызванного скольжением в мраморах при различных значениях всестороннего давления. Близкие к вертикальным отрезки каждой кривой представляют упругую деформацию; пологие отрезки (наблюдающиеся при деформации мраморов

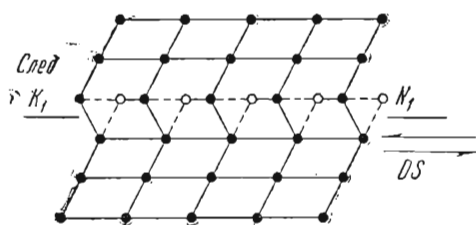


Рис. 86. Диаграмма, иллюстрирующая двойниковое скольжение в элементарной ромбоэдрической решетке. K_1 —двойниковая плоскость; N_1 —направление скольжения двойников в плоскости K_1 , DS —направление скольжения двойников, параллельное N (указано стрелками).

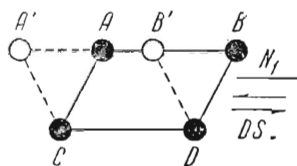


Рис. 87. Увеличенный ромб ABCD из решетки, изображенной на рис. 86. N_1 и PS обозначают то же, что и на рис. 86. Новое положение A и B , A' и B' соответственно таковы, что новый ромб $A'B'CD$ является зеркальным отражением $ABCD$. Движения с другим знаком не могут дать зеркального отображения и, следовательно, не могут создать двойников скольжения

только при больших значениях всестороннего давления) представляют течение, вызванное скольжением, которое дополняется некоторым упругим течением. Переходы между этими двумя отрезками являются более плавными, чем в том случае, когда возникают разрывы, как, например, на рис. 83, но тем не менее они существуют.

Течение, вызванное скольжением, может происходить либо путем возникновения двойников скольжения, либо путем трансляционного скольжения.

Двойники скольжения представляют результат относительного движения двух участков кристалла, которое приводит к взаимному изменению в ориентировке этих участков (рис. 86). Характер и интенсивность этих движений вдоль соседних участков кристаллов, испытывающих скольжение, таковы, что они вызывают изменения в ориентировке, подчиняющиеся определенному закону образования двойников. Однако в этом случае срезающее усилие, при котором начинается двойникование, еще не достигает критических значений. Смещение

может осуществляться только в одном направлении и только на определенное расстояние¹. На рис. 87 представлен уступок рис. 86, который увеличен, чтобы показать особенности образования таких двойников. Предположим, что двойникование началось между АВ и CD в направлении, параллельном N_1 . Знак направления движения тогда определится таким новым положением АВ, которое устойчиво в отношении к CD. Стрелка указывает это направление, а $A'B'$ характеризует новое положение. Геометрически новый

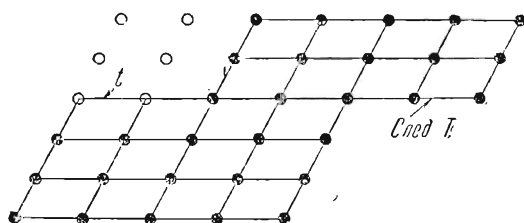


Рис. 88. Диаграмма, иллюстрирующая трансляционное скольжение в простой ромбоэдрической решетке. T - плоскость трансляции; t - направление трансляции; t не имеет знака, и поэтому сдвиг может произойти в направлении, противоположном показанному на рисунке. При этом уже не получается зеркальной переориентировки, как в двойниках скольжения.

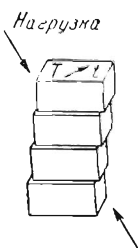


Рис. 89. Схема плоскостной трансляции. T и t , как на рис. 88. По Бюргеру [23].

параллелограмм $A'B'CD$ идентичен прежнему $ABCD$, но повернут относительно него таким образом, что занимает обратное положение. Смещение в любом другом направлении, дающее параллелограммы других размеров и форм, представляет результат чистой трансляции и не может дать двойников.

Трансляционное скольжение представляет относительное движение двух участков кристалла, которое не вызывает изменения взаимной ориентировки перемещенных частей (рис. 88). Смещение происходит параллельно некоторым благоприятным плоскостям T и в благоприятном направлении t в тех же плоскостях. В этом случае направление движения t не имеет определенного знака, а величина перемещения в каждой плоскости, хотя и может быть заключена в определенных пределах, не ограничивается, однако, геометриче-

¹ Эти механические двойники, возникающие при деформациях, не нужно смешивать с двойниками роста, образующимися при кристаллизации из жидкости.

скими факторами, как в случае развития двойников скольжения. Таким образом, общий сдвиг в направлении t должен измеряться целым числом межуатомных расстояний, — другими словами, когда происходит трансляция, решетка не нарушается. Можно различать три типа трансляционного скольжения: 1) *плоскостная трансляция* (рис. 89), при которой сдвиг параллелен плоским поверхностям, 2) *осевая трансляция* (рис. 90), когда поверхность сдвига изгибается вокруг некоторой оси f , пересекающей направление сдвига (обычно называется скольжением изгиба), и 3) *трансляция кручения* (рис. 91) — более сложное перемещение, обязанное крутящему усилию. Последнее было недавно разобрано Бюргером [23].

Трансляция начинается при постоянном кригическом значении усилия, и для определенных металлов, например для олова, она сопровождается вмятым тиканьем. Пространственное разделение плоскостей трансляции в металлах представляет величину порядка $n \times 10^{-4}$ см.

Изменение внешнего всестороннего давления или скорости приложения бокового давления может привести к разрывам агрегата, который деформируется течением вследствие скольжения. Но даже и без изменения этих переменных течение будет постепенно замедляться и в конце концов может остановиться, т. е. произойдет явление, известное

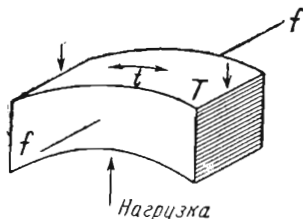


Рис. 90. Схема осевой трансляции (скольжение при изгибе). Т и t , как на рис. 88. if —ось изгиба. По Бюргеру [23].

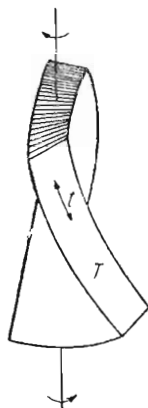


Рис. 91. Схема трансляции при кручении. Т и t , как на рис. 88. По Бюргеру [23].

у металлургов под названием *наклепа*. Наклеп, или упрочнение материала, получается при комнатной температуре и поэтому называется еще *холодной обработкой*. Он повышает прочность, пределы упругости, твердость и некоторые другие свойства металлов. При этом развивается характерно выраженная ориентировка частиц. Последующее нагревание — отпуск или *отжиг* агрегата после прекращения действия стресса вызывает *перекристаллизацию отжига*. Обычно считают, что *перекристаллизация вследствие отжига* или отпуска проявляется сперва в зонах с наибольшими деформациями внутри зерен, т. е., иначе говоря, вдоль плоскостей скольжения. Она выражается в повышении крупности зерен и, таким образом, постепенно ведет к изменению внутренней струк-

туры всего агрегата. Форма зерен, так же как и их размеры, при этом изменяется; зерна, удлинённые в процессе деформации, стремятся стать изометричными. На рис. 92 показаны эти изменения, происшедшие при отжиге латуни (марки 70 — 30).

Перекристаллизация стирает все следы наклепа и делает возможным дальнейшее течение, вызываемое скольжением. Степень нагрева и время, необходимые для перекристаллизации, весьма непостоянны. При комнатной температуре и

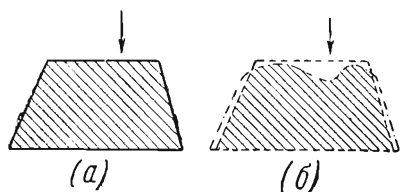


Рис. 93. Иллюстрации принципа Рикке. (а)—кристалл до приложения нагрузки; (б)—кристалл после приложения нагрузки. Вещество перемещается из находящегося под нагрузкой участка около стрелки и перетлагается по сторонам. По Русселя [98].

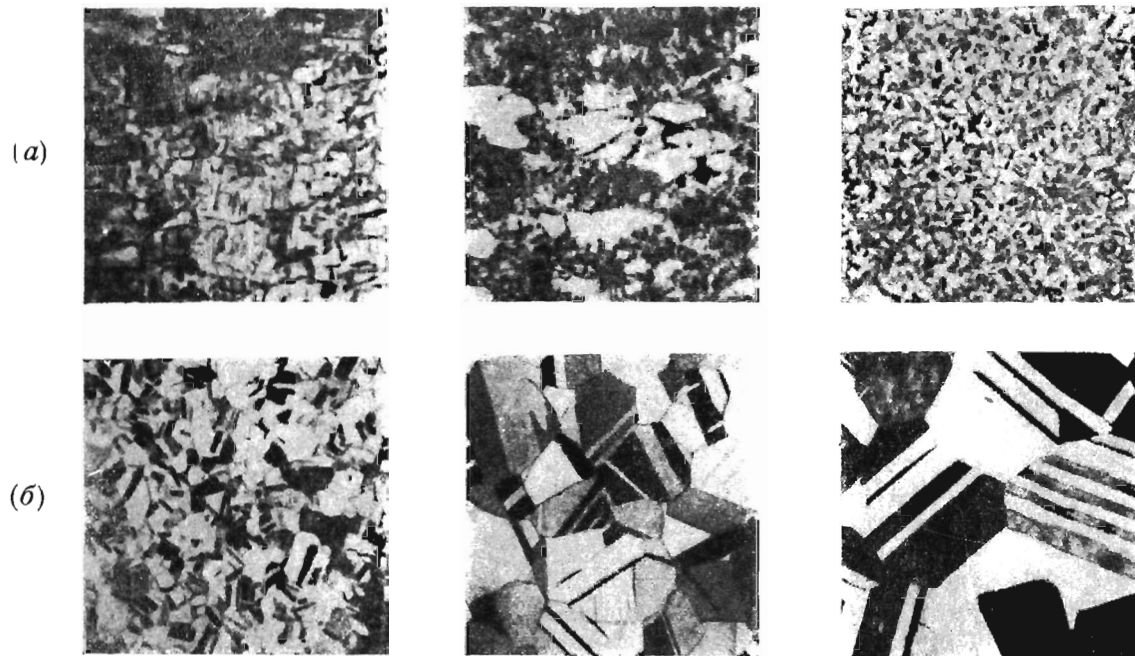
через минуту после прокатки кристаллы камфоры оказываются полностью перекристаллизованными. В то же время для полной перекристаллизации некоторых металлов требуется нагрев до 1000°C в течение получаса или даже более. Степень наклепа, так же как и характер материала, обуславливают детали процесса перекристаллизации. Чем больше был наклеп, тем меньшими будут размеры перекристаллизованных зерен,

тем ниже будет скорость перекристаллизации.

Наличие в строении агрегата второго компонента может изменить количественные соотношения эффектов перекристаллизации и скольжения, но не изменяет ее общего характера. Междוזерновые пленки чуждого материала заметно замедляют ход перекристаллизации.

Течение, вызванное скольжением, происходящее при температуре выше комнатной, приводит к одновременной перекристаллизации отжига. В металловедении этот процесс известен под названием *горячей обработки*. При благоприятных условиях наклеп этого рода может быть снят и течение будет происходить вновь даже в больших масштабах, чем при холодной обработке.

Остаточная деформация, являющаяся следствием течения в твердом состоянии, может развиваться и не только при скольжении. Так, при условиях, которые указаны в правой части табл. 3, иногда развивается *псевдовязкое течение* или *перекристаллизация нагрузки*. Кристаллы многих металлов подвергаются течению подобного рода путем диффузии в твердом состоянии, без участия жидкости. Перекристаллизация нагрузки породообразующих минералов, поскольку это сейчас известно, для своего наилучшего развития требует при-



Р и с. 92. Стадии рекристаллизации отпуска в латуни; холодная прокатка на 50%: а) начальная стадия, предшествующая отпуску; б) конечная стадия при окончании отпуска.
По Вильямсу и Хомербергу [136а].

существования жидкой фазы, и весьма вероятно, что при этом существенную роль играет явление, известное под названием принципа Рикке [93]. Согласно этому принципу, изотропный кристалл, погруженный в насыщенный раствор того же состава и подвергающийся нагрузке, которая не превышает предел его упругости, обнаруживает избирательную растворимость. При этом происходит растворение вещества в направлении поверхности, находящейся под давлением, и отложение его на свободных от напряжений поверхностях

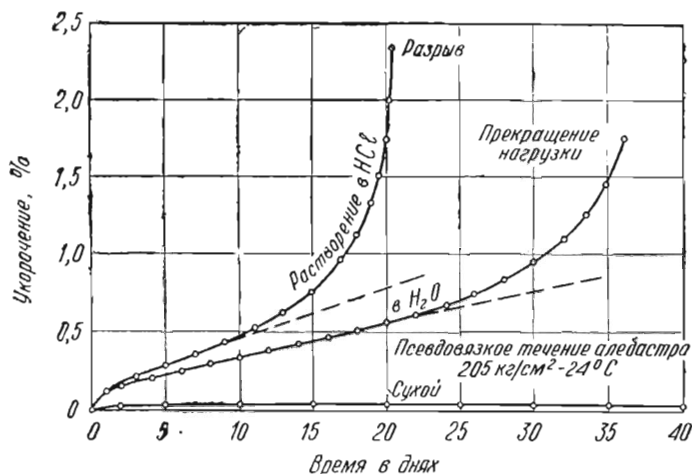


Рис. 94. Псевдовязкое течение (рекристаллизация под нагрузкой) в алебастре из Огайо, подвергшемся испытаниям в сухом виде, с водой и с HCl; постоянная нагрузка — 205 кг/см^2 — поддерживалась при температуре 24°C . По Григгсу [49].

(рис. 93). Эта перекристаллизация приводит к такому изменению формы кристалла, при котором две его более длинные пространственные оси стремятся расположиться перпендикулярно к направлению сжатия. В агрегатах кристаллов взаимодействие ограничений растущих зерен и влияние анизотропных кристаллов соответственно изменяют эти идеальные, свойственные отдельным кристаллам, отношения. Влияние всех этих факторов еще не изучено в достаточной степени. На рис. 94 показаны кривые, характеризующие главные особенности процесса псевдовязкого течения в алебастре. Укорочение образца, наблюдавшееся при условиях, которые отвечают перекристаллизации нагрузки, нанесены на диаграмму как функция времени. При испытании сухого образца совершенно не происходит перекристаллизации (нижняя часть

диаграммы). В опытах при участии H_2O и HCl развивается интенсивное течение, и полученные кривые дают очень много для расшифровки процесса.

В начальную стадию деформации степень укорочения образца уменьшается, что указывает на возникновение упругого течения. Если эту часть диаграммы изобразить в полупологарифмических координатах, она окажется сходной с прямой линией рис. 84. Средние части кривых, полученных при эксперименте с HCl и H_2O , характеризуют непрерывное укорочение, обусловленное псевдовязким течением; скорость, с которой происходит укорочение, постоянна, что и отвечает основной характеристике течения. В заключительную стадию, которую характеризуют кривые, степень укорочения образца увеличивается, что в конце концов приводит к разрыву. Исследование этих типов деформации и приведенная попытка их классификации (табл. 3) могут быть полезны при оценке комплексов переменных ориентированных усилий всестороннего давления, температуры, времени, растворов, с которыми приходится иметь дело при современных экспериментах. Мы вновь подчеркиваем их некоторую провизорность. Соответствующие детали экспериментальных работ описываются на следующих страницах в такой последовательности, которая должна подготовить почву для рассмотрения происхождения тектонитов.

Упругая деформация

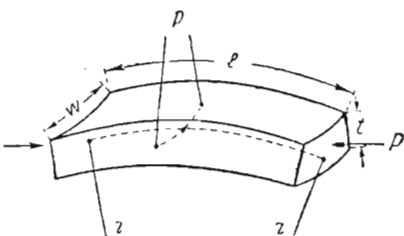
Видимая остаточная деформация, выражающаяся в разрывах, течении, вызываемом скольжением и перекристаллизацией нагрузки, стремится уменьшить временное упругое сопротивление. При этом те участки находящегося под действием ориентированных усилий агрегата кристаллов, которые еще не испытали действительного разрыва течения, вызванного скольжением или перекристаллизации нагрузки, в которых еще не возникло трещин (а такие участки могут составлять количественно большую часть объема агрегата), продолжают подвергаться только упругой деформации.

Эта особенность деформации слишком часто не учитывается при исследовании деформированных горных пород. Выше указывалось, что существуют две разновидности упругой деформации — мгновенная деформация и упругое течение; в дальнейшем мы на них остановимся подробнее. Обычные эксперименты по сжимаемости или по растяжению без сопровождающего кручения представляют превосходные примеры мгновенной упругости, но дают очень мало или вообще ничего не дают для разрешения проблемы тектонитов.

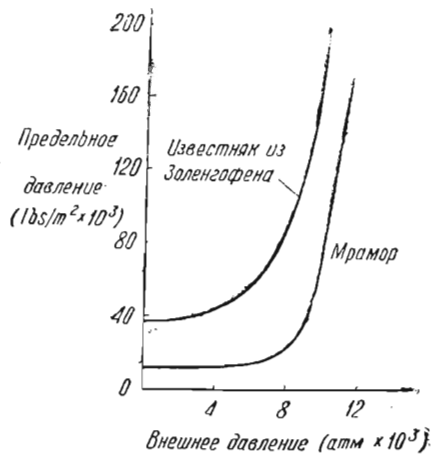
С другой стороны, упругое кручение хотя и является более сложным в механическом смысле, но не представляет типа деформаций, имеющих большое значение в геологии. Кенигсбергер [66] и Хунгерер [57] изучали упругое скручивание призм, взяв в качестве примера обыкновенную резинку для стирания карандаша; особенности ее деформации показаны на рис. 95, где видно, что при скручивании перпендикулярно главной складке развилась второстепенная складка. Эта второстепенная складка появилась вследствие упругого поперечного укорочения верхней грани призмы и имеет значительно больший радиус кривизны (ρ), чем радиус кривизны у главной складки (r). Отношение r к ρ варьирует в зависимости от ширины и толщины призмы; так, например, сложенный в складку лист бумаги, имеющий совершенно незначительную в сравнении с его шириной толщину, имеет столь большой радиус ρ , что его седловидную или поперечную складку не удастся заметить невооруженным глазом. Можно показать, что существует прямое соотношение между величиной $\frac{r}{\rho}$ и коэффициентом Пуассона, устанавливаемым в условиях прямого сжатия. Дальнейший материал по вопросу о развитии седловидных складок приведен на стр. 87. Свойства упругого течения, принадлежащего к типу обратимых деформаций, в которых, однако, возврат к прежнему состоянию не является мгновенным, уже были нами кратко охарактеризованы (стр. 65 и рис. 84). Это явление весьма часто наблюдается в связи с экспериментами, при которых происходит течение, вызванное скольжением, или псевдовязкое течение. При опытах, там, где оно сопровождается течением, вызванным скольжением, обычно замечается, что максимальное укорочение испытуемого образца не остается постоянным после снятия стресса. Так, например, 10-процентное сокращение может в течение нескольких часов или даже целых дней после того, как усилия перестали действовать, свестись к 8-процентному. Пример взаимно связанных упругого и псевдовязкого течения уже был отмечен (рис. 94). Различать эти два типа течения очень существенно, поскольку ослабление напряжений или возврат к прежнему состоянию после временной нагрузки, несомненно, влияет на развитие поздних разрывов.

Разрывы и катаклиз

Деформацию, приводящую непосредственно к разрыву, можно наблюдать при экспериментах на каждом шагу, и по изучению сопротивления твердых тел сжатию и растяжению



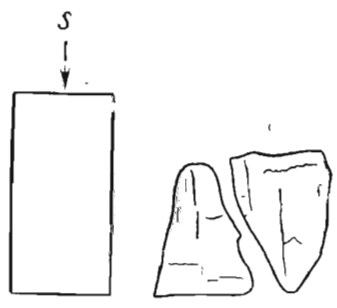
Р и с. 95. Схема, иллюстрирующая упругий изгиб призмы: r — радиус кривизны главной складки; ρ — радиус кривизны седла или поперечной складки; P — направление сжатия; t — толщина призмы; l — длина ее; w — ширина. По Кенигсбергеру [66].



Р и с. 96. Схема, показывающая увеличение предельного сопротивления с увеличением внешнего давления для известняка и мрамора. Скорость деформации постоянна. По Григгсу [45].



Р и с. 97. Разрывы растяжения, параллельные направлению сжатия (известняк из Золенхофена, разрушившийся при внешнем давлении около 100 атм.). Чертеж по фотографии. По Григгсу [45].



Р и с. 98. Разрывные поверхности скалывания (с второстепенными трещинами растяжения). Известняк из Золенхофена, сжатый на 23%, деформировался в течение 21 часа. Предельное давление 9850 атм. Слева для сравнения дана форма образца до деформации. Зарисовка с фотографии по Григгсу [45].

Затем была выпилена серия кубиков для испытания на раздавливание, грани которых были ориентированы относительно b , как это изображено на рис. 99. Пояс полюсов пластинок показан на грани Z в его действительном положении относительно направления b . Его главный максимум указывает, что среднее положение пластинок кальцита почти нормально к X и Y и грубо параллельно Z . Испытания кубиков с этой ориентировкой показывает, что направление наибольшего сопротивления их нормально к Z , т. е., что

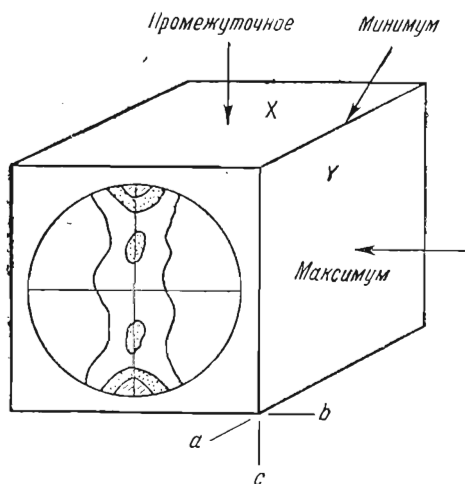


Рис 99. Схема, показывающая отношения полюсов в двойниках кальцита по $(01\bar{1}2)$ (передняя грань блока) к прочности строения в направлениях структурных осей a , b и c . Всестороннее давление—1 ат., комнатная температура. Данные Зандера, Дрешера и Фелькаля [103].

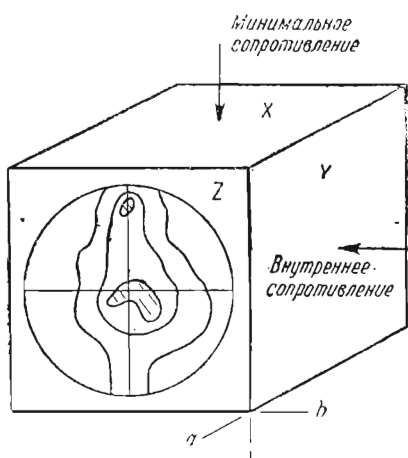


Рис 100. Схема, показывающая отношения полюсов спайности слюды (передняя часть блока) к прочности параллельно структурным осям a , b и c и в одном промежуточном положении между b и c . Внешнее давление—1 ат., комнатная температура. Данные Бэлла [17].

наименьшее сопротивление нормально к X . Сопротивление, нормальное к Y (параллельное b), имеет промежуточное, но более близкое к минимальному, чем к максимальному, значение. Эти значения находятся в прямом соответствии с ориентировкой зерен. Давление, приложенное нормально к b , принимает максимальное и минимальное значения. Давление, параллельное b , имеет промежуточную величину.

Бэлл [17] изучил слабо слоистые двухслюдяные граниты, которые обладали ясными направлениями ac , bc и горизонтальной пластовой отдельностью. Ориентировка полюсов спайности биотита показана на рис. 100. Кроме главного макси-

мума, который образует поверхность сланцеватости ab , наблюдаются второстепенные максимумы, лежащие между a и c . Кварц не обнаруживает заметной ориентировки; мусковит занимает приблизительно то же самое положение, что и второстепенный максимум биотита; плагиоклаз не замерялся статистически. Лабораторные исследования на сопротивление кубиков трех ориентировок показали, что:

1) боковое давление, приложенное перпендикулярно грани Y (параллельно b), встречает наибольшее сопротивление разрыву;

2) боковое давление, перпендикулярное грани X (параллельно c), встречает несколько меньшее сопротивление;

3) кубик, рассеченный под углом 45° к плоскости рис. 100, при боковом давлении, приложенном в направлении, показанном кривой стрелкой, имеет наименьшее сопротивление разрыву.

Направления разрывов на верхней и нижней поверхностях кубов были во всех случаях параллельными ребрам куба, и поверхности разрывов образовывали двойные пирамиды с острыми углами, обращенными к боковому давлению. Вариации в сопротивлении, достигающие как максимум 15%, обуславливаются ориентировкой слюды. В первом случае чешуйки биотита были параллельны направлению общего давления, во втором — подавляющее большинство листочков биотита было перпендикулярно к давлению, в третьем — подавляющее большинство листочков было расположено под углом к давлению.

Сравнивая сопротивление этих двух пород, можно заметить, что мрамор является наиболее прочным, когда давление перпендикулярно к его поверхности s (в данном образце ничем не проявляющейся внешне), в то время как гранит наиболее противостоит давлению, приложенному параллельно его поверхности s (в этом примере видимая поверхность выявляется расположением биотита). В этой связи еще следует заметить, что разрывы в мраморе начинаются с интрагранулярных движений, в то время как в граните последним предшествуют интергранулярные движения. Дополнительные данные о деформациях гранита приведены в работе Адамса и Осборна [90]. Давление прилагалось к образцам, зажатым в стальной оправе при t 450° С (внешнее давление не указано). В одном образце, который был сжат приблизительно до 70%, в кварцевых зернах появилось некоторое количество трещин, расположенных под углом около 65° к осям кристаллов. Другие трещины значительно отклонялись от этой ориентировки. Измерения подвергались проверке, так как приготовление пригодных для исследования

прозрачных шлифов из деформированного материала представляло значительную трудность.

Разрывы единичных кристаллов кварца изучались Григгсом и Бэллом [47]. При обычной температуре и внешнем давлении в 1 атм кварц не обнаруживает признаков остающегося течения, разрушаясь при нагрузке в 24 000 атм. Его сопротивление в огромной степени увеличивается с увеличением внешнего сдвливания (рис. 101), и при общем давлении в 138 000 атм. в одном опыте трещины появились без каких-либо признаков предшествующего им течения. Это давление эквивалентно давлению в земной коре на глубине 450 км. В другом опыте при внешнем давлении в 1 атм. испытываемый образец был погружен в раствор Na_2CO_3 и нагрет до t 450° С; оказалось, что он разрушился только при 4000 атм. Разорванные обломки в этом опыте отличались от всех других наличием правильных спайных кусков вместо бесформенных зерен. Измерение их оптической ориентировки показало, что ограничивающие плоскости соответствовали граням ромбоэдра, призмы и базопинакоида. Развитое тех или иных преобладающих плоскостей спайности зависели от ориентировки испытываемого цилиндра. Рис. 102 представляет диаграмму ориентировки их, показывающую эти отношения. В дополнение к своей работе по вопросу о спайности в кварце Григгс и Бэлл предприняли несколько экспериментальных работ с волнисто угасающими кварцами [47]. Эксперименты велись при высоком значении внешнего давления, которое вызывало более интенсивное волнистое погасание, чем низкое внешнее давление, но это явление наблюдалось лишь для зерен, составлявших небольшой процент от общего их числа. Во всех случаях, где можно было сделать измерения, полосы волнистого угасания были параллельными кристаллографической оси. В одних зернах волнистое погасание было связано с видимыми микроскопическими трещинами; в других зернах не наблюдалось никаких признаков разрывов. Фотография таких зерен с искусственно полученным волнистым погасанием в рентгеновских лучах не обнаружила достаточно явного астеризма, который указывал бы на разрушение вследствие осевой трансляции (скольжения изгиба). Другая фотография зерна с более ясным волнистым погасанием из кварцевого порфира (волнистость была естественной) показала сильный астеризм. Дальнейших экспериментов в этом направлении не ставилось.

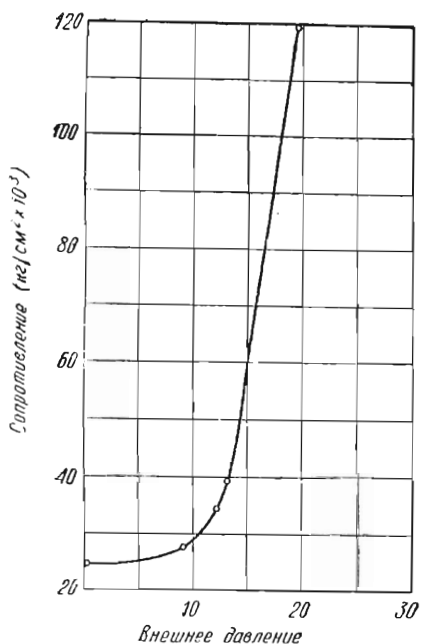
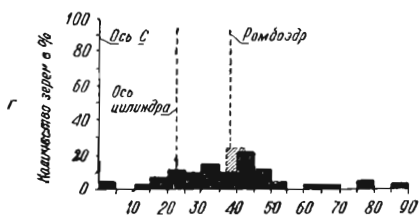
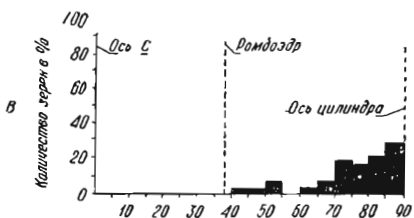
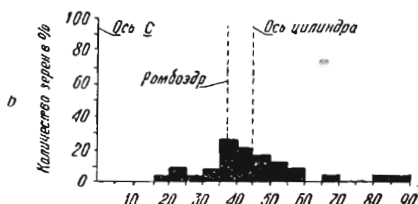
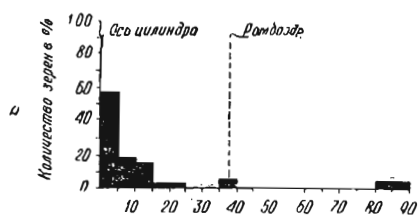


Рис. 101. Увеличение прочности с увеличением внешнего сдвигания для монокристаллов кварца в сечении, параллельном c_v . По Григгсу и Бэлли [47].

Рис. 102. Диаграмма частоты ориентировки спайных обломков кварца в испытываемых цилиндрах; А — ось кристаллов кварца; В — ось цилиндра — наклонена под углом 45° к ним; С — ось — перпендикулярна к D — наклон оси — $22,5^\circ$. Горизонтальная координата каждой диаграммы представляет угол между c_v и длинной осью спайного обломка. По Григгсу и Бэлли [47].

Течение, вызванное скольжением

Течение, вызванное скольжением, представляет тип деформации, характерный для многих кристаллов. В частности, его легко вызвать в металлах, и оно составляет основу большинства экспериментальных работ по деформации металлов. Менее ясно следует считать его роль в кристаллах, слагающих тектониты, поскольку воспроизвести скольжение трудно, а в большинстве случаев даже невозможно. Так как изучение металлов практически дает все основные сведения, характеризующие течение, вызванное скольжением, то этот раздел удобно начать с рассмотрения данных по общему поведению металлов при деформациях; затем эти данные будут дополнены сводкой руководящих экспериментальных исследований, относящихся к течению, вызванному скольжением в минералах и в горных породах.

Металлы. Подавляющее большинство кристаллов металлов принадлежит к кубической системе и, следовательно, обладает высокой степенью симметрии, которая физически способствует возникновению течения, вызываемого скольжением. Так, например (см. рис. 88 – 89) в алюминии (правильная система) T (плоскость трансляции) соответствует октаэдру (111), в котором мы имеем три направления трансляции t для каждой из четырех плоскостей октаэдра. Следовательно, алюминий имеет 12 трансляционных систем. В отличие от него цинк (гексагональный) имеет только одну плоскость T , параллельную (0001) с тремя направлениями скольжения t . Таким образом, он имеет только три системы трансляции. Эффективность процесса скольжения обуславливается в дальнейшем также рядом других факторов: ориентировкой потенциальных плоскостей скольжения относительно направления бокового давления, величиной внешнего сдвигания, длительностью приложения бокового давления, температурой и чистотой материала [109]. Чем выше симметрия кристалла, обладающего плоскостями скольжения, тем большим количеством трансляционных систем он обладает и тем менее важную роль играет фактор первичной ориентировки относительно направления бокового давления. При наименьшем числе трансляционных систем руководящую роль получает начальная ориентировка.

Начальная ориентировка может благоприятствовать образованию двойников или трансляции, зависящим от знака направления смещения. Поскольку двойники возникают в результате либо удлинения, либо укорочения кристалла, решающую роль играет характер напряжений, сжимающих или растягивающих кристалл. Так, например, двойники в

магнии и в цинке, которые имеют одну и ту же двойниковую плоскость ($10\bar{1}2$), возникают в магнии при сжатии, а в цинке при растяжении. Следовательно, при растяжении цинковой проволоки двойники возникают в большом количестве, в то время как растяжение магния вызывает только трансляцию. На ранних стадиях деформации металлов путем переориентировки частей кристаллов могут появляться двойники, подготавливая этим почву для более эффективной трансляции. Для течения, вызванного скольжением, они играют, таким образом, косвенную роль,

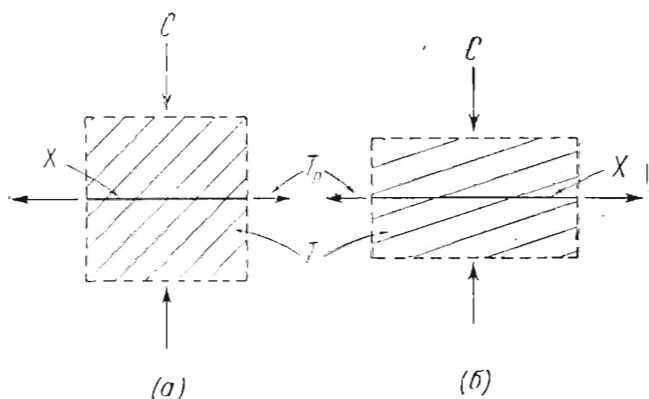


Рис. 103. Схема, показывающая механизм вращения трансляционных плоскостей Т при сжатии С (плоскости поворачиваются в положение, перпендикулярное к С) или при растяжении Т_n (плоскости поворачиваются в положение, параллельное С). Ранняя стадия представлена на фиг. (а), позднейшая — на фиг. (б). Х — идеальное конечное положение.

поскольку смещения, которые вызываются ими, сами по себе относительно малы. Кристаллы, имеющие одну плоскость трансляции, подвергаясь сжимающему боковому давлению, стремятся повернуться в том же направлении, которое будет наиболее быстро переносить плоскость трансляции в положение, перпендикулярное к оси сокращения. При растяжении вращение будет происходить в таком направлении, которое наиболее быстро перенесет плоскость трансляции в положение, параллельное оси удлинения (рис. 103). Когда мы имеем две или несколько плоскостей скольжения, процесс ориентировки представляется более сложным. Смещение происходит вначале в одной плоскости затем — в другой, причем результирующее направление

движения будет компромиссным между составляющими движений, происходящих в различных плоскостях трансляции. Деформация кристаллов металлов посредством скольжения при комнатной температуре ограничивается величиной возможного перемещения на каждой плоскости скольжения и числом действующих плоскостей скольжения. Если не происходит заметного увеличения температуры, течение уменьшается и приходит к остановке, а дальнейшая деформация

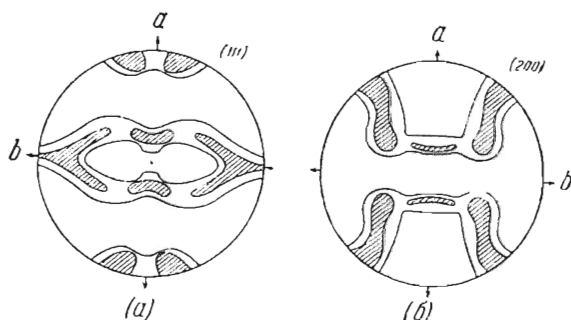


Рис. 104. Диаграммы ориентировки прокатанного алюминия. a — направление прокатки; b — ось прокатки; (а) — полюсы плоскостей (111), (б) — полюсы плоскостей (200). По Келлеру и Саксу [42а].

выражается в разрыве. Медленно приложенное усилие допускает большую степень течения, но и при этих условиях процесс также в конце концов полностью прекращается. Это — явление наклепа, о котором упоминалось на стр. 71. В большинстве металлов, однако, повышение температуры до 100°C уничтожает все его следы. Медленно действующие усилия в сочетании с повышенной температурой обуславливают, в частности, продолжительность течения и затормаживают наклеп. Течение в агрегатах металлов хорошо иллюстрируется процессами прокатки и волочения. И тот и другой играют весьма важную роль в технике, и связанное с ними течение, вызываемое скольжением, поэтому хорошо изучено. Его анализ зависит от применения рентгеновских лучей. В качестве иллюстрации сошлемся на рис. 104, где представлены два типа ориентировки, возникшей при прокатке алюминия. Диаграммы параллельны плоскости прокатки: a представляет направление прокатки, b — ось прокатки. Заштрихованные участки показывают расположение полюсов по отношению к плоскостям (111) и (200). Пространственно кристаллы вытянуты в плоскости прокатки, а направление наибольшего

удлинения их параллельно направлению прокатки. Удлинение, параллельное оси прокатки, считается несущественным, и сколько нибудь серьезного изучения его действия пока не предпринималось.

Плоскости скольжения в кристаллах деформированных агрегатов этого типа стремятся расположиться параллельно к плоскости прокатки, а направления скольжения, как при образовании двойников, так и при трансляции, стремятся расположиться параллельно направлению прокатки. Эти положения, однако, не являются верными в буквальном смысле слова, за исключением тех агрегатов, в которых кристаллические единицы обладают только одной плоскостью скольжения; они всегда применимы к металлам гексагональной системы, как, например, цинку, имеющему одну плоскость трансляции (0001). Металлы правильной системы имеют три кубические, четыре октаэдрические и шесть додекаэдрических плоскостей, причем члены каждой группы эквивалентны в отношении возможного течения, вызываемого скольжением. Прокатка кристаллов металлов кубической системы приводит обычно к появлению компромиссной плоскости ориентировки, заменяющей отдельные плоскости трансляции и параллельной плоскости прокатки, а также к возникновению компромиссного направления ориентировки, параллельного направлению прокатки. Как из всего этого видно, детали явления сложны, и нет необходимости вдаваться в них дальше. Сжатие без прокатки вызывает тот же самый эффект, который был отмечен для отдельных кристаллов, т.е., другими словами, мы имеем здесь тенденцию плоскостей скольжения поворачиваться в положение, перпендикулярное к сжатию. В кристаллах кубической системы компромиссные конечные положения возникают легко благодаря тому, что все появляющиеся плоскости трансляции равнозначны. Волочение агрегатов металлов также обнаруживает сходство в их поведении с волочением отдельных кристаллов. Именно средняя плоскость скольжения стремится достичь положения, параллельного направлению растяжения. На отношение двойникования и трансляции в агрегатах металлов можно по аналогии перенести наблюдения, произведенные над отдельными кристаллами. В деформирующемся агрегате металла двойники возникают в тех зернах, у которых начальная ориентировка была благоприятной по отношению к знаку направления двойников и к удлинению или укорочению зерна. Зернами, обнаруживающими трансляцию, оказываются те, у которых предшествующее образование двойников обусловило возможность трансляции, или же все те, в которых образование двойников

было затрудненным или невозможным. Отношения здесь более сложны, чем при исследовании отдельных кристаллов, но можно установить те же причинные зависимости в деформации кристаллических агрегатов. Новым фактором, который не проявлялся при деформации отдельных кристаллов, является влияние формы и характера ограничений зерен. Поворот зерен в процессе течения, вызванного скольжением или перед началом его, может способствовать более эффективному использованию имеющихся плоскостей по сравнению с жестким агрегатом, в котором междузерновые движения не играют роли. Как показывает большинство опытов, при явлениях скольжения в металлах преобладающими, однако, являются интрагранулярные (внутризерновые) движения. Там, где крупные зерна включены в матрицу мелких зерен, мы находим все доказательства того, что в крупных зернах скольжение происходит без их поворота. Если бы скольжение осуществлялось с каким-либо затруднением, эти крупные зерна обязательно должны были бы испытать некоторый поворот. Сопротивление междузерновым движениям в металлах, таким образом, обычно оказывается большим, чем сопротивление скольжению. Этими интергранулярными (междузерновыми) движениями, однако, не следует полностью пренебрегать. На это указывают некоторые эксперименты с цинком, при которых большое внешнее сдавливание в соединении с ориентированным усилием вызывало наклеп на стадиях, более ранних, чем в опытах при низком внешнем давлении. В последнем случае следует допустить, что зерна могли до некоторой степени вращаться, приводя, таким образом, плоскости скольжения в благоприятное положение гораздо скорее, вследствие чего и происходит раннее возникновение признаков наклепа. Влияние скольжения на строение металла, содержащего включения, выражается в сегрегации таких включений по границам зерна. Эта сегрегация представляет один из факторов, определяющих степень могущей возникнуть перекристаллизации отжига, которая нами уже описывалась (см. стр. 71 - эксперименты Кенигсберга и Хунгерера, относящиеся к упругому изгибу.) Дальнейшая работа тех же исследователей по осевой трансляции (скольжению изгиба) в мягком железе, латуни, меди, воске, колофоне и т. д. показала, что тип складок, установленный для резины и изображенный на рис. 95, также характерен и для каждого из этих веществ. При температуре опытов воск течет превосходно, металлы в несколько меньшей степени, но все же текут. Кроме того, при этих опытах установлена и прямая зависимость между $\frac{r}{\rho}$ и коэффициентом

Пуассона, которая указывалась выше для совершенно упругих веществ. Объяснения этой видимой аномалии будут даны на стр. 140.

Минералы и горные породы. Кристаллы минералов, наиболее частых в составе тектонитов, принадлежат, за немногими исключениями, к другому структурному классу, чем кристаллы металлов. В большинстве из них скольжение относительно затруднено. Кроме того, в деформациях горных пород участвуют только немногие минералы кубической системы, а как уже отмечалось, более низкая симметрия кристаллов других систем сильно ограничивает возможность интенсивного скольжения. Табл. IV суммирует современные данные по экспериментальной деформации, относящиеся к поведению минералов, входящих в состав тектонитов. Из нее видно, что для большинства минералов данные о деформациях нельзя считать полными. В таблицу вошли только те двойники, происхождение которых связано с деформацией. Дополнением к таблице могут служить следующие замечания: скольжение в каменной соли долгое время было излюбленным опытом экспериментаторов. В частности, хорошо известна работа Иоффе [62]. Он установил, что соответствующее боковое давление (стресс) развивает и трансляцию и вращение в кристаллической решетке. Доказательством первой служат анизотропность, наблюдающаяся при скрещенных николях. Среди темного изотропного кристалла появляются тонкие светлые линии. Они быстро перебегают в поле зрения параллельно устанавливаемым линиям скольжения. Это указывает, что центры дислокаций размещаются в решетке и что скольжение в разных точках плоскости решетки начинается не одновременно. Доказательства вращения дают рентгеновские лучи при прослеживании дальнейшей деформации на флюоресцирующем экране. При данном значении стресса простая сетка узлов отражения заменяется несколькими системами перекрывающихся узлов. Количество их увеличивается с нарастанием деформации без потери просвечиваемости или жесткости деформируемого кристалла. Весьма характерно влияние повышения температуры на течение, возникающее при скольжении в каменной соли. Кристаллы ее, подвергавшиеся нагреву до температуры 600°C в течение трех дней, неожиданно разрушались под нагрузкой всего только 78 г на 1 мм^2 . Совершенно своеобразные особенности этого разрушения выявлены некоторыми дальнейшими экспериментами Иоффе. Он установил, что при постоянной нагрузке и при температуре 450°C процесс смещения происходит скачками, причем каждый скачок сопровождается тикающим звуком. При помощи системы зеркал, которая увеличивала каждый скачок

в 10 000 раз, удалось определить величину сдвига. Было установлено, что размеры каждого скачка приблизительно постоянны, но что время между появлением их возрастало. В интервалах между скачками скольжения совершенно не происходит, что ясно видно на рис. 105. При температурах ниже или выше 450°C условия были менее благоприятны для наблюдений за скачками и деформация казалась непрерывной.

Для каменной соли хорошо изучен так называемый эффект Баушингера. Уже деформированный течением, вызванным

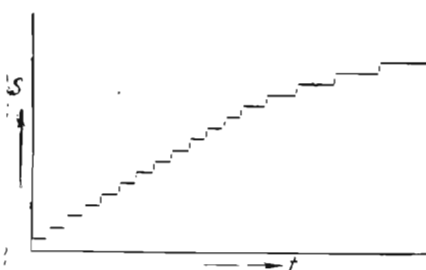


Рис. 105. Трансляционное скольжение в каменной соли при температуре 450°C . По горизонтали отложено время t , по вертикали — сокращение s . Время между последовательными скачками трансляции уменьшается, но размер шага остается постоянным. С изменениями по Иоффе [62].

скольжением, кристалл подвергался дальнейшей деформации того же характера и величины, приложенной таким образом, чтобы вызвать трансляцию попеременно в направлениях противоположного знака по линии скольжения. При этом оказалось, что величина трансляции по этим двум направлениям не одинакова; она меньше в направлении первичной трансляции, чем в противоположном направлении. Два русских исследователя, Брильянтов и Обреимов [22], недавно описали двойники по (110), наблюдавшиеся наряду с более

обычной трансляцией по (110). Их доказательства, основанные на изучении в рентгеновских лучах, открывают путь для дальнейшего изучения деформаций галита.

Кальцит и доломит могут рассматриваться вместе благодаря сходству их кристаллографических структур. Трансляция в кристаллах доломита была осуществлена искусственно, но двойников при экспериментах получить не удалось. В отдельных кристаллах кальцита двойники получить очень легко, трансляция же вызывается с большим трудом (подробнее см. в табл. 4). Укорочение отдельного кристалла кальцита, деформирующегося с образованием двойника, по Григгсу [46], достигает 7%. Нагрузка на испытуемый образец была приложена параллельно линии скольжения двойников, и кристалл был почти полностью сдвойникован по плоскости (0112). Никакой трансляции при этом не отмечалось, так как указанная ориентировка относительно приложенного усилия благоприятствовала только образованию

ДЕФОРМАЦИЯ МИНЕРАЛОВ, ОБРАЗУЮЩИХ ТЕКТОНИТЫ ПРИ ЭКСПЕРИМЕНТАХ¹

Минерал	Спайность	Трансляция			Двойники			Страницы текста с описанием
		T	t	f	K ₁	N ₁	DS	
Каменная соль	(100)	(110)	[110]		(110)	[112]		40
Флюорит	(111)	(001)	[110]		(111) ²			40
Скаполит	(100) (110)							
Турмалин	(1120) (1011)				взаимное проникновение, параллельное c _v			
Кварц	(1011) (1010)							20
Кальцит	r(1011)	(0112)	[r:r] ³		(0112)	[r:r]	По направлению к [0001]	31
Доломит	r(1011)	c(0001)						35
Бронзит	(010)	(010)?	[001]?	[100]?				91
Ангидрит	(001) (100)	(001) (012)	[010] [100]?	[001]	(101)	[101]	По направлению к [001]	37
Гипс	(010) (100)	(010) (010)	[001] [301]?	⊥ T _B t				37
Слюда	(001)	(001) (001) (135) (205) (104)	[100]? [110]?	[010]± [130]±				27
Стилпномелан	(001)							31
Хлорит	(001)							
Роговая обманка	(110) (100) (010)							40, 134
Авгит	(110)	(100)?	[001]?	[010]?	(001)?			91
Эпидот	(001) (100)							
Титанит	(100) (110)				(221) Отдельность			
Кианит	(100) (010)	(100)	[100]	⊥ T _B t				
Плагиоклаз	(001) (010) (110)							134

¹ Имеется в виду только деформация простых кристаллов. Об экспериментах, производившихся Ларсеном и Бриджменом, см. в описаниях отдельных минералов.

² М. Д. Бюргер, личное сообщение.

³ И. Ф. Бэлл, личное сообщение.

Объяснение символов: T — трансляционная плоскость; t — направление трансляции; f — ось при осевой трансляции (скольжение при изгибе); K₁ — плоскость двойника; N₁ — направление сдвига при образовании двойников; DS — знак движения сдвига при образовании двойников.

двойников¹. Точные эксперименты по скалыванию в минералах были выполнены Ларсеном и Бриджменом [70]. Скалывание вызывалось приложением скручивающего усилия к тонкому диску спрессованного порошка минерала.

При давлении 50 кг на 1 см² диск был дважды повернут вперед и обратно на угол 60°. Агрегат кальцита после деформации такого характера оказался имеющим очень малый угол осей с острой биссектрисой, приблизительно нормальной к диску.

Хорошо изучены системы скольжений в ангидрите и гипсе. Листочки селенита представляют превосходный материал для демонстрации осевой трансляции, которую можно вызывать рукой. Мюгге [83] указывает, что длинные тонкие кристаллы гипса сопротивляются кручению на угол до 60° без разрыва.

Т а б л и ц а 5
НАИБОЛЕЕ ЧАСТО ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ УГЛЫ МЕЖДУ КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИМИ ГРАНЯМИ¹

Кварц	Доломит	Кальцит	Слюда
$c(0001)$	$c(0001)$	$c(0001)$	$c(001)$
$m(10\bar{1}0)$	$r(10\bar{1}1)$	$r(10\bar{1}1)$	$\rho(\bar{2}05)$
$r(10\bar{1}1)$	$f(02\bar{2}1)$	$e(0\bar{1}\bar{1}2)$	$\sigma(\bar{1}04)$
$z(01\bar{1}1)$			$t(135)$
$mr=38^\circ$	$ff=100^\circ$	$rr=75^\circ$	$cp=66^\circ$
$rr=86^\circ$	$cf=62^\circ$	$ce=26^\circ$	$cs=55^\circ$
$rz=46$	$rr=74^\circ$	$cr=44^\circ$	$ct=66^\circ$
		$ee=43^\circ$	

¹ Значения углов — приближенные.

Слюда характеризуется рядом трансляционных систем, из которых только одна Т-(001) полностью воспроизведена Мюгге [83]. Ларсен и Бриджмен [70] подтвердили эту (001) систему скольжений при помощи экспериментов с приложением скручивающих усилий. Три других механизма скольжения известны по так называемым „фигурам давления“ [73], получающимся при давлении, переданном при помощи затупленного острия на базальную спайность обломка. Они изображены на рис. 106 пунктирными линиями, а их угловые характеристики приведены в табл.5. Псевдокристаллы, ограниченные этими плоскостями скольжения, называют аномитом.

¹ Бэлл, личное сообщение.

Мюгге [83] описал еще другие трансляционные плоскости, параллельные домам и пирамидам, следы которых на спайных листочках (001) на рис. 106 (сплошные линии) перпендикулярны к линиям фигуры давления. Эти линии производятся на спайных листочках слюды мгновенным приложением усилия и образуют так называемую „фигуру удара“.

Кианит обнаруживает превосходную трансляцию, легко возникающую в тонких пластинках. Мюгге [83] отрицает существование двойников по (001), предположительно установленных более ранними исследователями.

Искусственные двойники Дофине для кварца получены Цинзерлинг и Шубниковым [139]. Так как они представляют двойники прорастания с совпадающими осями c_v у двойниковых частей, то никакого заметного перемещения не возникает и образование двойников не сопровождается каким-либо укорочением или удлинением.

Изогнутые кристаллы авгита и бронзита описаны Мюгге [83], который предполагал, что они могут иметь трансляционные системы, упомянутые в таблице. Кристаллы обнаруживают серии мелких складочек, осями которых являются определенные кристаллографические направления. Вероятно, они имеют вторичное происхождение, хотя Мюгге не удалось попытки экспериментально воспроизвести трансляцию. Он сделал интересное наблюдение, согласно которому пироксен, обнаруживающий эту предполагаемую трансляцию, редко имеет двойники по (001); напротив, в пироксене, интенсивно сдвойникованном по (001), отсутствуют признаки деформации изгиба. Поскольку двойники по (001) рассматриваются как возможные двойники деформации, приведенные соотношения могут оказаться не случайными.

Никаких достоверных данных, касающихся систем скольжения для остальных минералов, перечисленных в табл. 4, пока не получено. Их спайности и отдельности упоминаются в таблице, потому что могут оказаться полезными при интерпретации ориентировки в тех или иных тектонитах.

Течение горных пород путем скольжения осуществить гораздо труднее, чем течение агрегатов зерен металлов, и мы располагаем здесь сравнительно немногими экспериментальными данными. Нопф и Ингерсон [65] дали сводку ранних работ Кика, Адамса, Кармана и Бёкера. Лейтер [74] также

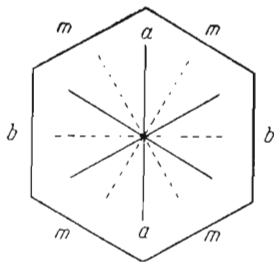


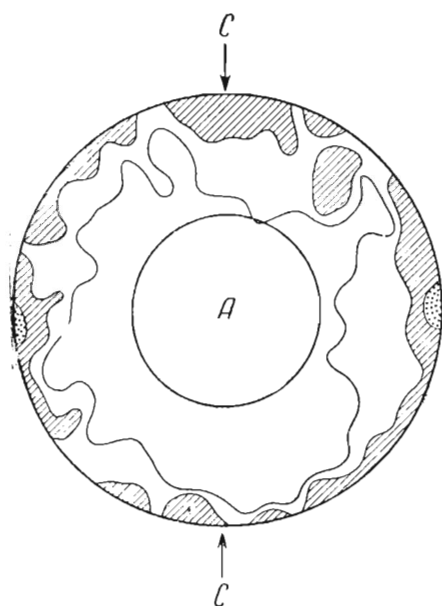
Рис. 106. Грань (001) мусковита с фигурой давления (пунктирные линии) и фигурой удара (сплошные линии); a - кристаллографическая ось.

дает обзор экспериментальных работ. В недавнее время много работ было посвящено изучению мраморов. Из них в качестве главного вывода следует, что течение вызывается применением соответствующего высокого внешнего сдвливания. Еще позднее Григгс [45] деформировал мрамор при тщательно контролировавшихся условиях и получил укорочение, равное 4% при внешнем сдвливании в 8000 атм., и укорочение на 24% при 10 000 атм. (см. рис. 85). Зерна кальцита в исследованных им образцах в среднем имели диаметр 35 мм и до испытания были только слегка двойниковыми. Деформация вызвала многочисленные новые двойники, но явным образом не произошло заметных изменений в размерах и форме зерен. На рис. 107 показана ориентировка полюсов двойников, которые было возможно измерить в недеформированном мраморе. С—С представляет длинные оси образца, а также направление сжатия. Никакого избирательного расположения видимых двойниковых полюсов незаметно. Рис. 108, построенный на измерениях двойников из образца, деформированного при 10 000 атм., показывает две ясно выраженные ориентировки двойниковых пластинок, составляющих углы в 65—70° с С—С. Дальнейшая работа, касающаяся ориентировки осей и линий скольжения в кальците, производилась Григгсом и его сотрудниками. Никакого удлинения зерен в плоскости, перпендикулярной к направлению действующего усилия, при этом не отмечалось.

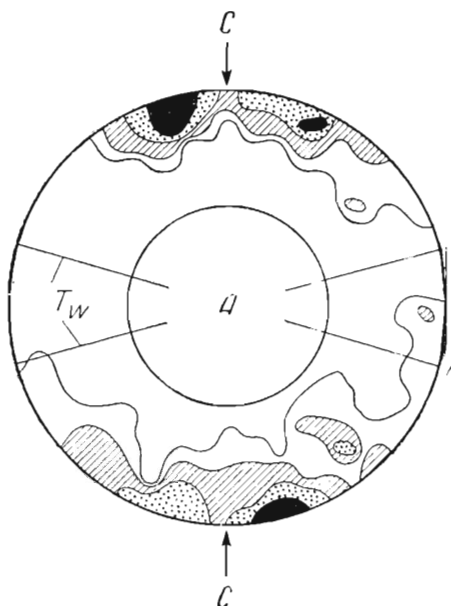
В дальнейших опытах [49] система подвергалась нагреву. При температуре 150° С при 10 000 атм. внешнего сдвливания получили укорочение в 30%. Отдельные зерна стали ясно удлиненными и были полностью сдвойникованными по (011̄2). Ориентировка c_v в испытуемом образце перед деформацией изображена на рис. 109. После деформации c_v стала статистически параллельна направлению сжатия (рис. 110). Сопоставить этот рисунок с рис. 108 в полной мере пока невозможно, поскольку ориентировка осей на одном и полюсов двойников на другом не были опубликованы.

Опыты Григгса по деформации мрамора при повышающейся температуре подтверждаются более ранними работами Адамса и Никольсона [1]. Они нашли, что сухой каррарский мрамор течет благодаря скольжению, будучи нагретым до температуры 300°С или выше. Развиваются многочисленные двойники, в то время как при более низких температурах и внешнем давлении наблюдались только катаклаз и разрывы.

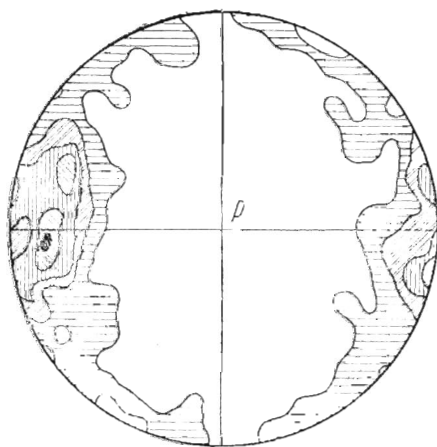
При экспериментах Григгса [45] с известняками из Золенгофена наблюдалось еще большее течение, чем в мраморе. При значении внешнего давления в 10 000 атм. было отме-



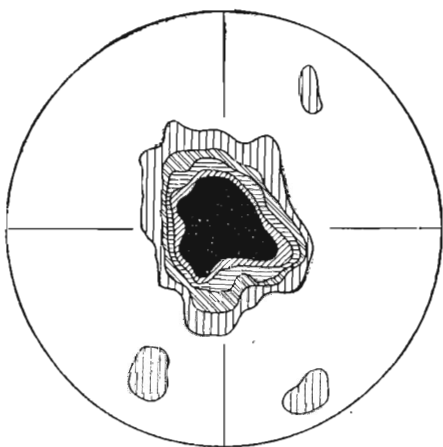
Р и с. 107. 200 полюсов двойниковых плоскостей (0112) кальцита из мрамора до деформации. В контуре, помеченном буквой А, измерений не производилось; контуры 4—2%. По Григгсу [45].



Р и с. 108. 200 полюсов двойниковых плоскостей (0112) кальцита из мрамора после деформации на 24%, при внешнем давлении в 10 000 атм. и при комнатной температуре. Контур наибольших значений (черное) больше 6%. СС — ось сжатия, T_w — среднее положение двойниковых плоскостей. В контуре, помеченном буквой А, измерений не производилось. По Григгсу [45].



Р и с. 109. 209 осей в зернах кальцита из юльского мрамора перед деформацией. Контуры 9—7—5—3—1%. По Григгсу [49].



Р и с. 110. 163 оси в зернах кальцита из юльского мрамора, укороченного сжатием на 30% параллельно Р на рис. 109 при внешнем давлении в 10 000 атм. Температура 150° С, сухой образец. Контуры 9—7—5—3—1%. По Григгсу [49].

чено начальное укорочение на 48%. Оно было затем уменьшено упругим течением (последствие) до постоянного укорочения в 30%. Так как материал был слишком тонкозернистым для микроскопического исследования, то данные относительно ориентировки зерен отсутствуют. Весьма вероятно, однако, что течение здесь контролировалось развитием двойников скольжения.

Эксперименты с растяжением мрамора, производившиеся Беккером [20], установили течение, вызванное скольжением такого же характера, как и при сжатии. Работа показала, что для того чтобы началось течение, связанное с растяжением, необходимо большее внешнее давление, чем для начала течения при сжатии.

Перекристаллизация отжига

Перекристаллизация, возникающая при отжиге, представляет существенную часть процессов обработки металлов и может считаться важным процессом при образовании тектонитов. Предварительные определения ее характеристик давались на стр. 71; здесь нет необходимости их повторять. В следующих параграфах описываются результаты многочисленных экспериментальных исследований. Изменение пространственной ориентировки при перекристаллизации отжига в сторону преимущественного образования равновеликих зерен для изотропных кристаллов иллюстрируется на рис. 92. Для анизотропных кристаллов пространственная ориентировка может сильно изменяться в зависимости от ориентировки кристаллической решетки. Это явление изучалось Тамманом и Дрейером [127] путем экспериментов с тонкими пластинками льда и камфоры, которые деформировались путем скольжения и затем отжигались. Стадия начальной перекристаллизации выражалась преимущественным ростом кристаллов изометричной формы, длинные вертикальные оси которых были параллельными кристаллографическим граням. Зерна другой ориентировки постепенно исчезали. При более высокой температуре перекристаллизация продолжалась; при этом развивалась общая ориентировка пространственной решетки с неравновеликими кристаллами, длинные пространственные оси которых были расположены параллельно вертикальным кристаллографическим осям. Другими экспериментами Тамман подтвердил результаты опытов Гейма [53] по перекристаллизации кристаллов льда. Соседние одинаково ориентированные кристаллы при перекристаллизации оказались сросшимися в одно зерно. Пограничная поверхность подвергалась разломам не больше, чем всякая

другая ориентированная поверхность в однородных кристаллах. Границы зерен с различной ориентировкой, однако, продолжали оставаться поверхностями избирательного разрушения, потому что каждое из таких зерен сохраняло свою однородность; в структурном отношении эти зерна еще не представляли единого целого. Данные об изменениях ориентировки строения отожженного металла можно найти у Шмидта и Боаса [109] и Вассермана [134a], однако результаты их опытов противоречивы и в значительной части еще не могут быть объяснены. Так, например, при температуре 600°C после резкой деформации, вызвавшей скольжение, отдельные кристаллы алюминия не обнаруживали изменения в ориентировке. В то же время при более низких температурах и после менее сильной деформации наблюдалась существенная утрата ориентировки. Термическая обработка сталей с низким содержанием углерода в некоторых случаях приводит к изменению ориентировки, которая не уничтожается даже дальнейшей интенсивной прокаткой. Медь также может вести себя аналогичным образом. Сталь с 55% углерода, прокатанная от 0,62 до 0,31 дюйма, обнаружила новую ориентировку после нагрева до температуры 1300°C в течение 30 минут. Дальнейший нагрев до 1400° уничтожил все следы предпочтительной ориентировки.

Изменение ориентировки, вызываемое перекристаллизацией отжига в деформированных структурах с участием минералов, было исследовано Леонгардтом [75] на примере каменной соли и сильвина. Порошок каменной соли при давлении 600 кг. на 1 см^2 обнаруживает характерный рисунок ориентировки (рис. 111), который после пятидневного нагревания до температуры 110°C (вторая рентгенограмма, рис. 112) оказался полностью утраченным. Аналогичным образом вел себя сильвин. Полная перекристаллизация обоих минералов, однако, происходит и при комнатной температуре. С другой стороны, деформированный ангидрид сохраняет отчасти свою прежнюю ориентировку при температуре в 600° .

Изучение перекристаллизации каменной соли при изменяющихся значениях одностороннего усилия и внешнего давления было недавно предпринято Шмидтом [118]. Хотя ориентировка при этом не изучалась, он приводит несколько фактов, согласных с уже известными ранее данными, полученными общим путем. В отличие от мраморов предельное сопротивление каменной соли не увеличивается заметно при повышении внешнего давления. Перекристаллизация отжига возникает на весьма ранней стадии течения, вызванного скольжением, и не изменяется сколько-нибудь заметно в зависимости от величины внешнего сдавливания.

Ринне и Буке [94] экспериментировали с порошковатым кальцитом, спрессованным в диск под давлением 6000 кг/см². Цементированные зерна имели вид брекчии с неодинаковыми размерами и формой. Диск затем нагревался в течение 30 минут до наивысшей температуры, 1200° С, в присутствии Н₂СО₃ под давлением 65 атм. Исследование диска показало полную перекристаллизацию брекчии с образованием грубого равномернoзернистого строения кальцита. Двойники первичных зерен совершенно исчезли. Подобные же опыты с нагревом тонкозернистых известняков из Золенгофена вновь показали соответствующее увеличение крупности зерна.

Важную проблему представляют соотношения перекристаллизации отжига с действительным расплавлением. В этом отношении мы имеем ряд экспериментальных данных. Металлы определенно не показывают признаков плавления в процессе перекристаллизации. Лед течет без плавления, как это убедительно показали эксперименты Мюгге [81]: ближе к точке плавления увеличивается только скорость его течения. Жидкие междузерновые пленки в кристаллических агрегатах льда обычно представляют водный раствор NaCl. NaCl — это обычная примесь в кристаллах льда, которая при деформации стремится сконцентрироваться по границам зерен. Водный раствор обычно остается жидким при температуре течения льда, и это приводит к ошибочному представлению, что при течении льда происходит частичное расплавление.

Так же показательны данные для карналлита (MgCl₂·KCl·6H₂O), который распадается при плавлении на KCl и жидкость. Если бы при перекристаллизации и течении имело место частичное плавление, мы должны были бы найти следы KCl. Однако, так как до сих пор его еще ни разу не открыли, то логически можно заключить, что плавления не происходит.

Псевдовязкое течение (перекристаллизация нагрузки)

Этот тип течения, свойственный низким значениям ориентированного давления, как указывалось на стр. 72 осуществляется либо в сухой, либо во влажной среде и при различном внешнем давлении. В последних исследованиях явления „сухой“ ползучести в свинце (80) было установлено, что укорочение сопровождается интергранулярным приспособлением элементов строения. Быстро приложенное большее ориентированное давление вызывает только течение скольжения (интрагранулярное приспособление). Это различие не так

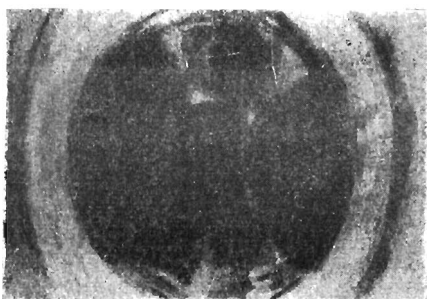


Рис. 111. Рентгенограмма порошка каменной соли, подвергнутой сжатию при 6000 кг см^{-2} . Видна определенная ориентировка. По *Леонгардту* [75].

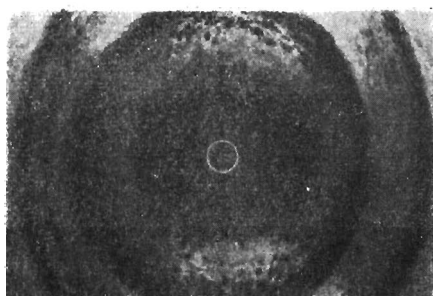


Рис. 112. Рентгенограмма сжатого образца, представленного на рис. 111, после пятидневного отпуска при температуре 100° C . Никакой ориентировки не сохранилось. По *Леонгардту* [75].

просто показать на строении горных пород, так как псевдовязкое течение явным образом зависит от наличия жидкой фазы, а экспериментирование с ней при повышенных температурах и давлениях представляет нелегкую задачу. Эксперименты над отдельными кристаллами, основанные на принципе Рике (перекристаллизация под нагрузкой в присутствии жидкой фазы) обычно выполняемы без труда. Рис. 113 иллюстрирует один из таких экспериментов, выполненный

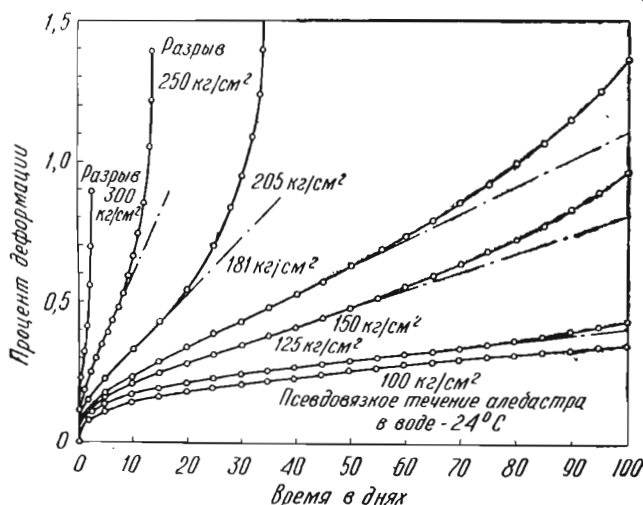


Рис. 113. Псевдовязкое течение (рекристаллизация под нагрузкой) в алебастре из Огайо, помещенном в дистиллированную воду при температуре 24°C и с различными нагрузками, указанными цифрами. По Григгсу, [49].

недавно Русселем [98] с помощью прозрачного кристалла квасцов, который погружался в раствор хромовых квасцов. Определенным образом приложенное давление передавалось при помощи стержня; в результате очень наглядно обнаружилось избирательное растворение на верхней поверхности кристалла.

Райт и Хостетер [138] изучали обратимость из изотропного в анизотропное состояние и обратно под влиянием принципа Рике. Кубики хлората натрия под нагрузкой 20 кг/см^2 обнаружили отложение слоя нового материала в $0,6 \text{ мм}$ толщиной на свободных от нагрузки поверхностях. Производившиеся одновременно с деформацией оптические наблюдения показали, что куб в целом был деформирован. Интерференционные полосы пересекали границы с вновь

отложенным материалом, при этом не удавалось заметить никаких линий разграничения. После снятия нагрузки вся масса показала одинаковую изотропность; это указывает не только на то, что новый материал был отложен в деформированном состоянии, но и на то, что интенсивность деформации была одинаковой. Этот результат подтверждает теоретическое предположение, что обратимый термодинамический цикл (установленный строго для гидростатических условий) также применим и при негидростатических условиях. В связи с рассмотрением перекристаллизации под нагрузкой для минеральных агрегатов большую ценность представляют эксперименты Григгса с алебастром и мрамором. Течение сухого порошка алебаstra в сопоставлении с таким двух других образцов, погруженных в H_2O и HCl , соответственно уже рассматривалось на стр. 74. Кривая течения для образца, погруженного в $CaCl_2$ (раствор 16,9 г/литр), является промежуточной между кривыми испытаний с H_2O и HCl ; несмотря на обилие ионов (Ca) в алебастре и на то, что $CaCl_2$ понижает растворимость последнего приблизительно на 45% по сравнению с растворимостью в воде, ясно видно, что скорость течения не представляет функции растворимости гипса. Дальнейшие эксперименты с алебастром показывают влияние изменяющихся различным образом усилий. Все эти испытания были проведены с H_2O при температуре в $24^{\circ}C$. В общем кривые показывают, что чем меньше значение усилия, тем более длительное его действие нужно для того, чтобы произошел разрыв или (в некоторых опытах) чтобы была достигнута наибольшая степень укорочения. Пространственная ориентировка строения в гипсе не изменялась заметным образом при течении во всех этих опытах. Тонкозернистые испытываемые образцы не обнаруживали ни листоватости, ни линейности и состояли из массивного агрегата зерен непостоянной формы и величины. Границы зерен имели чрезвычайно неправильные очертания. Для зерен было характерно волнистое погасание. Наблюдалось несколько спорадических метакристаллов, имевших превосходные кристаллографические очертания. На рис. 114 и 115¹ изображены ориентировки решеток, наблюдавшиеся в одном из испытанных образцов до и после его деформации. Можно было измерить только наиболее крупные зерна, но и они определенно показывают, что нагрузка перекристаллизации в той мере, в какой она осуществлялась, не сопровождалась каким-либо существенным изменением в ориентировке кристаллической решетки. Вероятно, нагрузку пере-

¹ Материал помещен с авторского разрешения Дэвида Григгса.

кристаллизации в мраморе иллюстрируют также следующие опыты Григгса. Испытуемый кусок, погруженный в насыщенную углекислотой воду, нагревался до температуры 150°C , подвергаясь внешнему сдавливанию в 10 000 ат. и нагрузке в $1500 \text{ кг}\cdot\text{см}^2$; он показал укорочение в 40%. Эта цифра находится в резком контрасте с данными опыта для сухого мрамора, где при нагрузке $8100 \text{ кг}\cdot\text{см}^2$ было получено сокращение в 30% (см. выше стр. 96). В настоящем

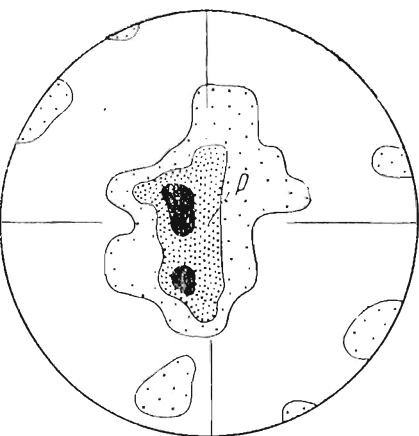


Рис. 114. 50 оптических направлений—У в зернах гипса из алебаstra Огайо перед деформацией. Контурь 10—8—4%.

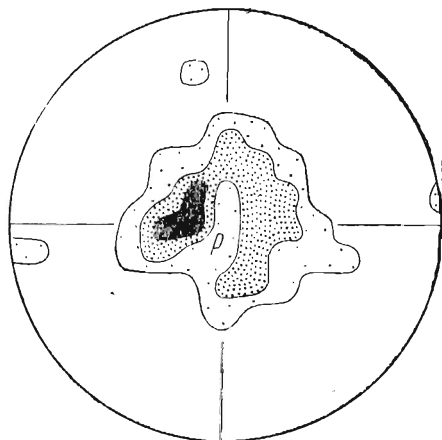


Рис. 115. 50 оптических направлений—У в зернах гипса рис.114 после псевдовязкого течения. Р—направление сжатия. Контурь 12—8—4%.

эксперименте практически не развилось никаких новых двойников, что указывает на отсутствие значительного течения путем скольжения. Данные по ориентировке для этого эксперимента не сообщаются.

Предшествующие попытки [48] воспроизвести псевдовязкое течение в мраморе при содействии чистой воды и при температуре 100° окончились неудачей.

Резюме

В этой главе мы пытались дать сжатую классификацию деформаций и процессов перекристаллизации вместе с описанием тех экспериментов, которые кажутся наиболее интересными с точки зрения деформации горных пород в природных условиях. Как и в предыдущих главах, мы избегали какой-либо спекулятивной интерпретации, предоставив экспериментам говорить самим за себя. Характеристики упругой

деформации, разрыва, скольжения, псевдовязкого течения и перекристаллизации отжига были очерчены кратко и иллюстрированы примерами. Значительное внимание было уделено деформации металлов. Большие надежды можно возлагать на эксперименты Григгса над минералами и горными породами — эксперименты, которые впервые приближают нас к действительным геологическим условиям. Трудности экспериментирования, сводящиеся к необходимости сочетать ряд важнейших физических переменных — ориентированное усилие, внешнее давление, температуру, растворы и время, — одна за другой преодолеваются, но до сих пор мы еще не научились учитывать полностью влияние фактора времени. Как и в предыдущих главах, где речь шла о структурно-петрографических характеристиках, представляемые экспериментальные данные еще не дают полной согласованной картины. Тем не менее классификация и подведение итогов достоверных данных весьма существенны для дальнейшего прогресса в изучении тектонитов.

ИСТОЛКОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Глава IV

РАЗВИТИЕ ОРИЕНТИРОВАННЫХ СТРУКТУР

Введение

Предыдущая сводка структурно-петрографических и экспериментальных данных дает необходимую основу для различных предположений, которые не могут не возникать при попытке объяснить природу тектонитов. Большая часть изложенных выше сведений собрана впервые, и попытка их обобщения является нелегким делом, так как в наших знаниях о некоторых фазах деформации существуют еще пробелы. Объяснения, которые мы даем в дальнейшем, должны поэтому рассматриваться в значительной части как провизорные, и можно ожидать, что по мере накопления достоверных данных руководящая роль будет переходить от одних гипотез к другим.

В этой главе мы подробно рассматриваем ориентировку отдельных минералов. В следующих главах будут рассмотрены общие проблемы, касающиеся удлинения, раздробления, складчатости и т. д.

Кальцит¹

Кальцит рассматривается первым по той причине, что для него мы имеем возможность произвести тесную увязку данных по экспериментальной деформации (стр. 84) с данными по ориентировке в тектонитах (стр. 31). Соотношения двойников по $(01\bar{1}2)$, кристаллографических осей и коротких диагоналей, лежащих в двойниковых плоскостях (стр. 31), находят себе ясное объяснение в данных по экспериментальной деформации кальцита. Последние показывают, что $(01\bar{1}2)$

¹ Никакими описаниями или иллюстрациями при анализе ориентировки минералов нельзя заменить модели кристаллов. Это в особенности справедливо для карбонатов, и читатель должен постараться достать себе подходящие модели.

и представляет хорошо известные двойники деформации, а короткая диагональ (соответствующая ребру между двумя плоскостями спайности (1011) представляет направление смещения в этой плоскости (стр. 84). На рис. 116 изображены основные данные рис. 21, 22, 23, чтобы показать известные ограничения в возможной ориентировке кальцита. Тот факт, что максимумы встречаются попарно, существенно не влияет на окончательную интерпретацию, и на рис. 116 они рассматриваются как единый максимум.

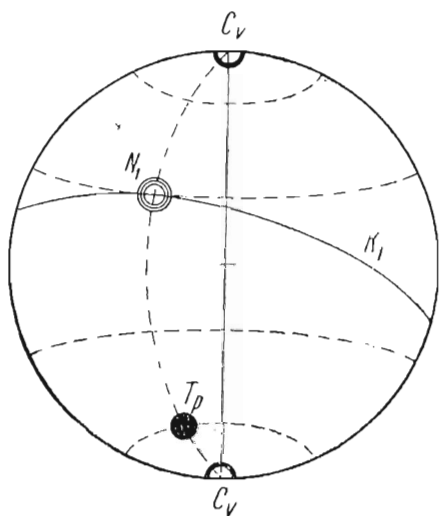


Рис. 116. Схема ориентировки кальцита, представленного на рис. 21 — 23. c_v — вертикальная кристаллографическая ось; K_1 — двойниковая плоскость (0112); N_1 — направление сдвига для двойников в плоскости (0112); T_p — полюс к K_1 ; пунктирные дуги — фокусы возможных положений T_p и N_1 для данного положения c_v .

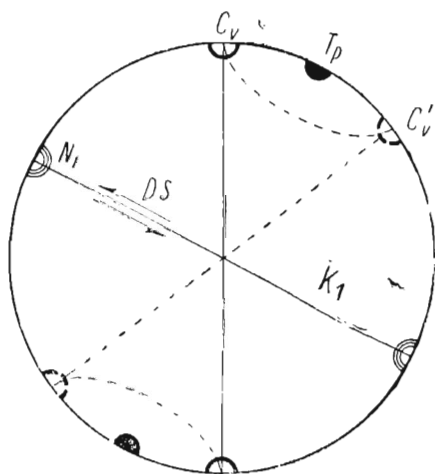


Рис. 117. Схема ориентировки кальцита, представленного на рис. 21 — 23, повернутая относительно c_v таким образом, что N_1 и T_p параллельны плоскости проекции. Символы те же, что на рис. 116. DS — знак движения при образовании двойников вдоль N_1 , c_v — отмечает переместившееся положение кристаллографической оси, которая на рис. 21 не была изображена.

Если вертикальную ось c_v установить по азимуту и вертикальному углу и если ее можно вращать вокруг самой себя, то полюсы плоскостей (0112) должны располагаться, будучи все время распределенными по малому кругу под углом 26° к c_v (табл. 5). Эта степень свободы перестает существовать, как только полюс данной спайности займет одно положение на указанном круге T_p . Это автоматически ограни-

чивает возможную ориентировку двойников скольжения линией N_1 , которая должна лежать в плоскости $(01\bar{1}2)$ на большом круге, проходящем через c_v и Тр. Малый круг (пунктирная линия), проходящий через N_1 , представит геометрическое место ее возможных ориентировок для случая, когда c_v может свободно поворачиваться вокруг самой себя.

Направление двойникования также превосходно видно по ориентировке рис. 21, 22, 23.

На рис. 117 Тр повернуто в положение, занимаемое на рис. 116 осью c_v . (Для того чтобы понять метод, см. стр. 242.) Соответственно в новых положениях показаны c_v , $(01\bar{1}2)$ и N_1 . Знак направления двойникования DS (показан стрелками) здесь определен данным законом двойникования, который поясняют рис. 86 и 87. Легко видеть, что какое-нибудь другое положение c_v без изменения в ориентировке K_1 и N_1 возможно только в том случае, если не существует определенного знака в направлении двойникового шва. Это положение показано буквами c_v' . Зерна, имеющие такую ориентировку, будут испытывать смещение по их двойниковым плоскостям, противоположное по знаку тому, которое показано на рисунке. Так как в ориентировках на рис. 21, 22, 23 уже имеется одно положение c_v , то боковое давление, необходимое для того, чтобы образовались двойники, должно быть приложено в квадрантах NE--SW (рис. 117). Парность максимумов на рис. 21, 22, 23 (которой мы пренебрегали в предшествующем изложении) может быть объяснена периодическим колебанием ориентировки стресса в пределах не NE--SW квадрантов. Однако то, что этот вопрос остается решенным, ни в какой мере не может влиять на дальнейшее рассмотрение самого процесса образования двойников.

Рис. 24 и 25 представляют ориентировку кальцита, при которой мы имеем две оси максимумов, причем обе могут быть отнесены к одному сгущению двойниковых полюсов. Это различие с предыдущим примером легко было бы объяснить, если оси двойниковых пластинок были бы измерены с той же точностью, как и оси множества недвойниковых кристаллов. Это, однако, оказывается невозможным на деле; в типичных карбонатных горных породах двойниковые пластинки в зернах сравнительно узки, и редко оказывается возможным сделать больше, чем измерить ориентировку их плоскостей срастания. Все опубликованные диаграммы осей кальцита в тектонитах относятся к числу таких, где измерения производились для массы недвойниковых зерен. Рис. 118 дает возможное объяснение двух концентраций осей. Для удобства обозрения проекции важнейшие данные рис. 24 и 25 повернуты на 90° относительно c , а второстепенные максимумы в пре-

делах каждой концентрации исключены. Новые положения осей указаны буквами c'_v и c''_v . Стрелка в DS' показывает единственно возможное направление относительного движения, необходимого для образования двойников по $(01\bar{1}2)$ в зернах, имеющих оси, параллельные c'_v ; DS'' показывает противоположный знак направления движения для зерен c''_v .

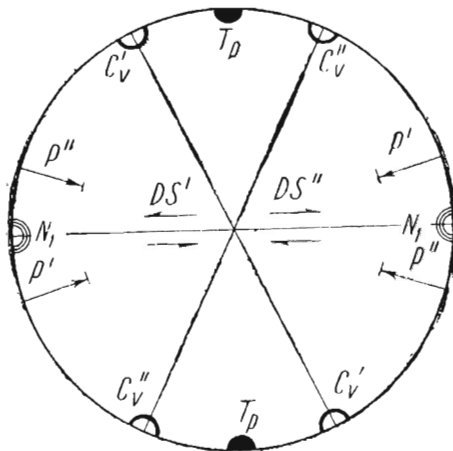


Рис. 118. Схематическая диаграмма ориентировки кальцита, данной на рис. 24—25, после поворота на 90° около T_D . Буквенные обозначения те же, что и на рис. 116 и 117. P' и P'' — предполагаемые направления стресса, которым отвечают соответственно направления DS' и DS'' .

образовании двойников по противоположным направлениям, как это наблюдается в данном примере.

Второе возможное объяснение основывается на открытии Бэлла, установившего, что плоскость $(01\bar{1}2)$ и линия $[r:r]$ могут иметь важное значение как при трансляции, так и при образовании двойников. В этом случае DS как направление с определенным знаком исключается, и для того чтобы получить две ориентировки осей c_v , необходимо только одно из двух направлений давления P . Можно представить, что ориентировка главным образом возникает по только что описанному способу, а возникновение двойников представляет последующий процесс. Но так как трансляция еще не доказана, то обоим взаимно исключаящим друг друга предположениям нельзя придавать слишком большого значения.

При образовании c''_v соответствующее боковое давление должно действовать в квадрантах NE — SW, а при образовании двойников c'_v — в квадрантах NW — SE. P' и P'' представляют предполагаемые ориентировки этого бокового давления. При образовании обоих типов двойников наклон P' и P'' к N_1 не обязательно должен быть так велик, как показано на рисунке. Описанный механизм возникновения двойников остается в силе, если P' и P'' будут составлять углы в несколько градусов с N_1 . Это слабое колебание направления давления, действующего почти параллельно потенциальной поверхности s , можно считать достаточным объяснением явной аномалии в

Еще не представляется возможным сделать сопоставление описанной ориентировки тектонитов с ориентировками, полученными при экспериментах Григгсом, так как ни в одном из его примеров (рис. 108 — 110) не дано полных данных по ориентировке. Зерна в строениях изученных им образцов горных пород были полностью превращены в двойники в отличие от зерен в естественных кальцитовых породах, — другими словами, кристаллографические оси, измеренные в каждом зерне после деформации его, занимают новое положение. Поэтому на рис. 110 ориентировка c_v , параллельная направлению давления, была бы аномальной, если бы зерна не были полностью превращены в двойники. Примеров полного двойникования в естественных тектонитах, однако, еще не наблюдалось. Все данные относятся к зернам, обладающим только рассеянными во всей массе двойниковыми пластинками, и в этих примерах c_v по уже упомянутым причинам должно быть расположено приблизительно под прямым углом к направлению давления.

Значение двух максимумов полюсов двойников, изображенных на рис. 108 (их симметричное расположение относительно $S - S$), останется неясным до тех пор, пока не будет получено более полных данных, особенно относительно того, являются ли двойники синглетами или дублетами.

Пояса ориентировки осей кальцита того типа, который изображен на рис. 26 и 27, до сих пор не нашли объяснения. Зандер подчеркивает, что пояса ac этого типа характерны также для многих диаграмм полюсов спайности слюды или осей кварца, однако он не рассматривает N_1 как направление, отвечающее направлению скольжения в двойниках кальцита. Так как минимумы осей на рис. 27 принимаются эквивалентными максимумам полюсов двойников, найденное статистическим путем направление скольжения должно приблизительно совпадать с осью b , отличаясь на 90° от положения, которое она занимала в описанных ранее примерах. Длинная диагональ предполагаемых двойниковых плоскостей (см. рис. 20) должна лежать в плоскости ac диаграммы, но как экспериментальные данные, так и структурно-кристаллографический анализ не позволяют рассматривать ее как направление скольжения; так как рисунки представляют лишь сводные диаграммы, дальше обсуждать их не имеет смысла.

Другой пример, необъяснимый в настоящее время с точки зрения механизма возникновения двойников скольжения, мы имеем на рис. 28. Построение возможных линий скольжения относительно положения осей и полюсов двойниковых пластинок дает широкие интервалы колебаний возможной ориентировки. Существование какого-то предпочтительного

положения пластинок, повидимому, также исключает оси как фактор, контролирующей особенности механизма ориентировки. Если бы это было иначе, мы могли бы предполагать, что каждая ось, поскольку она представляет только одно направление в кристаллах кальцита, образующее равные углы со всеми тремя положениями пластинок двойников, является некоторым компромиссным направлением ориентировки в кристалле. Ориентировки этого типа известны при деформациях металлов. Зандер отметил, что косое положение поясов соответствует ориентировке осей кварца, обычной для гнейсов (рис. 21), но не развил этого положения.

Трудно объяснить ориентировку, полученную при опытах Ларсена и Бриджмена; она как будто совсем не связана с ориентировкой, обычно свойственной тектонитам. Поздняя работа Григгса, которая учитывала факторы температуры и растворов, уже значительно приближает нас к геологическим условиям; более того, размеры испытуемых образцов позволяют производить детальные работы по изучению ориентировки, которую нельзя было определить на материале опытов Ларсена и Бриджмена.

Доломит

Интерпретация ориентировки доломита следует той же общей схеме, которая была набросана для кальцита, и центральное место в ней занимают механические двойники по (0221). Тектониты, описанные на стр. 35, удобно проанализировать при помощи схематической диаграммы, изображаемой рис. 119. Примем, что кристаллографическая ось c_v имеет определенное положение в соответствии со средним статистическим из рис. 31. Вращение около c_v заставит полюс К плоскости (0221) перемещаться по поясу, показанному двумя малыми кругами (сплошные линии); буквы T_1 , T_2 , T_3 и T_4 обозначают точки на этом поясе, расположенные симметрично относительно c_v . Угол между T_1 и T_2 и между T_3 и T_4 представляет истинный кристаллографический угол между двумя соседними плоскостями (0221). Вращение модели или кристалла, ориентированного точно по рис. 119, показывает, что возможно то или иное из двух положений, с одним из которых связаны T_1 и T_2 , а с другим — T_3 и T_4 .

Эти точки явным образом связаны с действительно наблюдаемыми максимумами в примере, изображенном на рис. 32. Длинные диагонали на рис. 34 соответствуют также идеальным положениям G_1 , G_2 , G_3 и G_4 , которые лежат на пересечении больших кругов, представляющих двойниковые плос-

кости, и малых кругов, представляющих геометрические места концентрации всех возможных длинных диагоналей. Этим направлениям соответствует линия, отмеченная буквой G на спайном ромбоэдре рис. 30; рис. 11—14 также можно сопоставить с рис. 119. На рис. 12 T_1, T_3 и T_4 представлены так же, как соответствующие длинные диагонали G_1, G_3 и G_4 . Хотя для доломита двойниковое скольжение экспериментальным путем не воспроизводилось, вследствие структурно-кристаллографического сходства этого минерала с кальцитом, попытки интерпретации его мы можем основывать, исходя из тех же самых элементов двойников, как и в кальците.

С этой точки зрения рис. 119 указывает, что для двух противоположных положений пар двойников направление возникновения двойников будет обратным по отношению к направлению, показанному стрелками, проставленными вдоль двойниковых плоскостей. Этот случай предполагает сжатие, приблизительно параллельное тупой биссектрисе X_0 линии скольжения. X_0 , отнесенная к породе, лежит на поверхности сланцеватости и перпендикулярна b . Если не предполагать более поздней деформации, не связанной с сланцеватостью, то это направление сжатия нельзя считать столь же вероятным, как направление, приблизительно перпендикулярное к сланцеватости, или, иначе говоря, примерно параллельное c_v .

Структурно-кристаллографические отношения кальцита и доломита указывают, что возможное направление смещения для двойников скольжения в доломите противоположно этому направлению в кальците (см. направление стрелок на

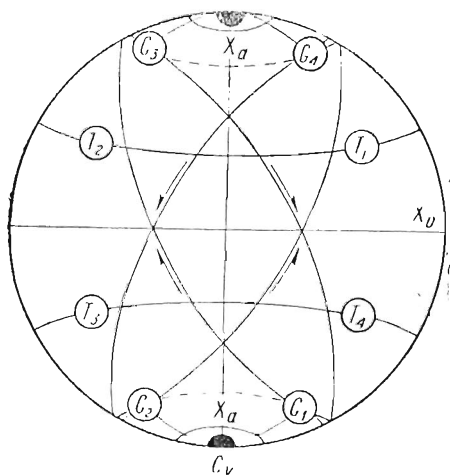


Рис. 119. Схематическая диаграмма ориентировки доломита, изображенного на рис. 31, 32 и 34. c_v — вертикальная кристаллографическая ось; T_1 и T_2 — полюсы одной из систем двойников дублетов по (0221). T_3 и T_4 — полюсы к противоположной системе дублетов по (0221). G_1, G_2, G_3 и G_4 — длинные диагонали (линии скольжения), связанные соответственно с T_1, T_2, T_3 и T_4 . X_0 — тупая биссектриса полюсов к двойникам. Пары наклонных дуг соответствуют двойникам по (0221). Стрелки указывают знак движений, происходивших при образовании двойников обеих систем.
По Ферберну и Хоуксу [39].

рис. 20 и 30). На рис. 120 (а, б) мы находим обоснования для этого предположения. Фиг. (а) представляет вертикальный разрез через ромб спайности, в котором c_v занимает положение вертикальной кристаллографической оси; $(10\bar{1}1)$ в правой части рисунка — поверхность спайности; она перпендикулярна к плоскости $(10\bar{1}2)$; слева — плоскость механических двойников

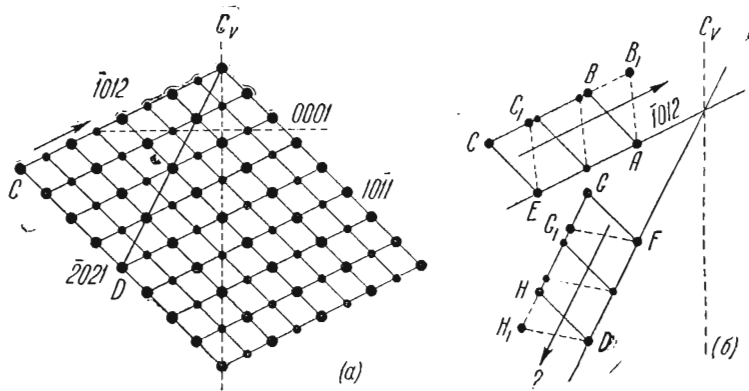


Рис. 120. (а) — разрез через решетку кристалла доломита перпендикулярно к одной из трех спайных плоскостей. c_v — вертикальная кристаллографическая ось. Стрелка на $(10\bar{1}2)$ указывает главное направление образования механических двойников для кальцита; $(20\bar{2}1)$ — двойниковая плоскость доломита, обнаруживаемая в тектонитах. Большие черные кружочки обозначают атомы кальция; меньшие — атомы магния (не в масштабе). (б) — слои решетки, изображенной на рис. (а), параллельные $(10\bar{1}2)$ и $(20\bar{2}1)$. На первом рисунке видны отношения между знаком движения в двойниках кальцита и конфигурацией решеток до и после двойникового (ср. с рис. 87). На втором рисунке показан предполагаемый знак движения для доломита, противоположный таковому в кальците. По Ферберну и Хоуксу [39].

кальцита. Линия, приблизительно отвечающая медиане между $(10\bar{1}2)$ и c_v — след обычного механического двойника $(20\bar{2}1)$. В случае принимаемой обычно установки кристаллов $(10\bar{1}2)$ становится $(01\bar{1}2)$, а $(20\bar{2}1)$ соответственно — $(02\bar{2}1)$. Знак направления сдвига для кальцитового двойника по $(01\bar{1}2)$ — это движение в направлении c_v , указанное стрелкой. Для того чтобы пояснить эти отношения, на фиг. (б) изображена в увеличенном масштабе элементарная ячейка решетки с ее вершиной С в (а). Перемещение СВ в положение $C_1 B_1$ показывает, как будет происходить образование двойников по $(01\bar{1}2)$ и также указывает направление движения в сторону c_v .

Эта фаза скольжения уже была описана на стр. 70. Для кальцита это направление подтверждено экспериментально.

Ниже кальцитового двойника на рис. 120 (b) изображена элементарная ячейка решетки, параллельной $(02\bar{2}1)$ —плоскости механических двойников в доломите. Ее положение по отношению к c_v отлично от положения в кальците. Точки G и H, лежащие на предполагаемой линии скольжения, могут передвигаться вследствие смещения при образовании двойников только в устойчивые положения G_1 и H_1 . Движение в таком направлении (указано стрелкой) обратно тому, что у кальцита. Как отмечалось ранее, это представление не подтверждено экспериментами, хотя нет и опровергающих его экспериментальных данных.

Изложенные выше представления, основанные только на анализе кристаллографических свойств решетки, конечно, не могут считаться достаточными для того, чтобы дать строго обоснованную характеристику структурных изменений ориентировки при развитии двойников. Поскольку подобных теоретических исследований пока еще не было, изложенные выше наблюдения приводятся нами с некоторыми оговорками. Будучи довольно вескими, они дают более правдоподобное объяснение ориентировки доломита, чем то, которое давалось выше и было основано на допущении, что направление движения для доломита одинаково с тем, что для кальцита. Так, на рис. 119 сжатие должно быть приблизительно параллельным c_v и вызовет образование двойников в направлении, которое указывают стрелки на двойниковых плоскостях.

Хотя двойниками скольжения у доломита вполне можно объяснить механизм того течения, признаки которого мы так часто наблюдаем в тектонитах, все же не следует упускать из виду возможность в таких случаях трансляционного скольжения. Трансляция в направлении, параллельном плоскости (0001) , была осуществлена Джонсоном [4] при экспериментах, проводившихся с целью получения двойников по $(02\bar{2}1)$. В двух исследованных образцах доломитов плоскость (0001) была параллельна сланцеватости, хотя доказательство трансляции в этом случае отсутствовали. Кроме того, одна из трех возможных линий скольжения t (определяющаяся пересечением $[0001 : 10\bar{1}1]$) перпендикулярна линейности. Это отношение можно видеть на рис. 119, где T, отвечающая (0001) , параллельна экватору, а t параллельна X_0 . Если измерять только оси, t определить невозможно. Таким образом, в зандеровском примере ориентировки осей доломита (рис. 29) вследствие отсутствия двойников невозможно

говорить о какой-либо особой ориентировке. Несмотря на это, важно отметить, что его максимумы осей приблизительно перпендикулярны к сланцеватости; при этом возможность трансляция здесь не исключена.

Слюда

Экспериментальные данные (стр. 87) подтверждают вывод, о котором мы упоминали при изучении ориентировки тектонитов, а именно, что (001) мусковита может играть роль трансляционной плоскости с [100] в качестве линии скольжения. Если (001) параллельна ab , то [100] параллельна оси a строения породы. Трансляция, параллельная граням пирамиды и дома, в тектонитах еще не установлена. Для слюды до сих пор ни в поле, ни в лаборатории не удалось установить даже малейших признаков двойников деформации.

Вероятно, в тектонитах пластинки слюды, имеющие только пространственную ориентировку, встречаются чаще, чем пластинки слюды с ориентировкой кристаллической решетки. Одно из объяснений этому преобладанию чисто пространственной ориентировки заключается в том, что она является ориентировкой роста, независимой или более поздней по отношению к деформациям, что приводит к развитию строения, связанного с ростом (стр. 13), на фоне более раннего строения тектонита, возникшего при деформации. Наиболее обычная пространственная ориентировка спайных листочков в главной поверхности s контролируется свободными местами, благоприятными для роста листочков вдоль таких поверхностей, и может быть совершенно независимой от происхождения поверхности s . Линейность может также резко проявиться вследствие предпочтительного роста слюды, без какого-либо генетического отношения к происхождению этой линейности. Таблитчатый габитус слюды и отчетливо параллельное расположение листочков дают прекрасную возможность легко определять сланцеватость и линейность, но это отнюдь не указывает еще, что сама слюда принимает участие в развитии этих структур. Последнее обстоятельство может быть установлено только структурным анализом.

Второе объяснение пространственной ориентировки основывается на допущении перекристаллизации и кристаллического новообразования минералов. Считают, что строение горных пород, в которых принимают участие слюды, представляет: а) продукт изменения при перекристаллизации строения, возникшего при деформации ранее существовавшей слюды, и б) продукт новообразования минерала в горной породе с более ранним строением, когда в нем участвовали

другие минералы. В первом случае слюда может развиваться либо при перекристаллизации вследствие отпуска, либо при перекристаллизации нагрузки, причем различать оба эти способа ее образования на данной стадии петрографических знаний очень трудно. Если слюда представляет продукт новообразования кристаллов, она не имеет прошлой истории в образовании строения (как слюда), и признаки деформации надо искать для минералов, из которых она произошла.

Выбор между ростом и перекристаллизацией или новообразованием для объяснения пространственной ориентировки слюды в тектонитах кажется несколько академичным, так как все эти процессы обычно до некоторой степени перекрываются. Но тем не менее небесполезны указания на различия, которые должны в этом отношении иметь место, тем более что они могут впоследствии оказаться имеющими большее значение, чем это кажется в настоящее время.

Из двух примеров ориентировки слюды, описанных в первой части (стр. 29), можно использовать ряд данных для того, чтобы определить знак направления движения. На рис. 120 изображен двуслюдяный тектонит, в котором крупные пластинки слюды, ориентированные только пространственно, резко отличаются от мелких листочков, имеющих кристаллографическую ориентировку. На рис. 121 изображен другой вид подобных отношений, более удобных для изучения. Главная поверхность s лежит в плоскости ab . Ось $[100]$ слюды, параллельная этой поверхности, параллельна оси a . Вторая поверхность s пересекает первую в оси b под небольшим углом и представляет строение, обусловленное ростом весьма крупных табличек слюды. Направление деформации, по Зандеру, в данном случае параллельно стрелкам на рис. 121, и можно предположить, что наклонная поверхность образовалась первоначально путем скалывания и вырисовалась затем при пост-тектоническом росте или перекристаллизации слюды. Такое

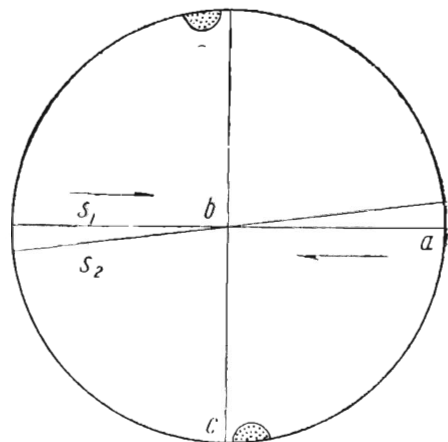


Рис. 121. Схематическая диаграмма ориентировки, изображенная на рис. 12 после поворотов ее вокруг a и b . S_1 — главная поверхность s мусковита; S_2 — второстепенная поверхность s метакристаллов биотита.

предположение о том, что наклонная поверхность *s* представляет поверхность скалывания, кажется правильным, поскольку обычные трещины растяжения в тектонитах грубо перпендикулярны к поверхности *s*. Вытекающие из него предположения о знаке и направлении трансляции, которые невозможно определить по одним только мелким пластинкам слюды, полезны при попытках объяснить особенности структур.

Второй пример иллюстрирует рис. 15, где листочки слюды в поясе *ac* имеют максимум полюсов спайности, почти параллельный оси *a*, вместо обычного положения его — параллельно оси *c*. Эти весьма крупные и недеформированные слюды приурочены к обогащенным кварцем линзам, параллельным *ab*. Зандер считал, что они получили свою ориентировку при росте, который контролировался стенками кварцевых прослоек. Противоположная гипотеза, выдвинутая автором, сводится к предположению, что слюда росла в трещинах растяжения, принадлежащих к типу ВС и, следовательно, может быть использована для того, чтобы определить знак направления движения (см. стрелки на рис. 15).

Пояс полюсов спайности слюды на рис. 13, параллельный *bc*, Зандер рассматривает как результат остаточной ориентировки. Участок диаграммы, который занимает этот пояс, соответствует существенно свободной части рис. 14. Слюды пояса *bc* характеризуются обликом, отличным от слюд, слагающих пояс *ac* рис. 14, так как не обнаруживают деформации и смятия и их можно считать неделимыми, неудачно ориентированными по отношению к движению, параллельным плоскости *ac*. Отсутствие деформации в них подтверждается их довольно крупными размерами и всем внешним обликом их. Тонкие деформированные слюды с ориентировкой пояса *ac* обнаруживают переходы к крупным, причем на этот переход указывают обычные максимумы в оси *c*, имеющиеся на обоих рисунках.

Способность слюды к скольжению при помощи трансляции недооценивалась Шмидтом [66], который предполагал, что по ориентировке слюды в большинстве случаев можно объяснить только один поворот поверхности *s*. Зандер считает и вращение и трансляцию одинаково важными процессами. Предполагая, что интергранулярные движения при данной деформации возможны, нужно добавить, что в общем, чем больше слюды по отношению к остальным элементам строения, тем больше вероятность, что они будут уменьшать свои размеры при раздроблении. Это находится в полном соответствии с тем фактом, что слюда с линиями скольжения [100], параллельными оси строения *a*, представлена в боль-

шинстве тонкими чешуйками, которые резко отличаются от гораздо более крупных табличек слюды, не обнаруживающей ориентировки линий скольжения. Кажется вероятным, что недеформированные пластинки слюды с размерами, заметно большими, чем у окружающих элементов строения, не подвергались никаким деформациям, допускающим межзерновые (интергранулярные) движения. Их тонкость и табличчатый габитус кристаллов делают их исключительно чувствительными к изгибу и разрыву, за исключением тех более мелких листочков, которые защищены более крупными соседними зернами.

Описанная на стр. 29 рентгенограмма ориентировки слюды обнаруживает ясную аналогию с большинством оптических данных. Сравнивая рис. 16 и 17, можно заметить, что наиболее широкая дуга концентрированных отражений, наблюдающаяся на последней рентгенограмме, соответствует неполным поясам ac полюсов спайности, которые обычно выявляются оптическим изучением. Рентгенограмма a не обнаруживает этой степени рассеяния отражений. Другими словами, отклонения ориентировки от строгой параллельности со сланцеватостью приурочены к плоскости ac — обстоятельство, которое хорошо обнаруживают и оптические методы. Неодинаковые концентрации отражений от зоны [010] выше и ниже центра a на рентгенограмме (моносимметрической) Зандер [107] объяснил черепитчатым расположением некоторой части чешуек слюд относительно главной сланцеватости. Это — вероятная аналогия с ориентировкой двуслюдяного тектонита, показанной на рис. 121.

В глинистых сланцах, представленных рисунками от 16 до 18, под микроскопом мы не находим доказательств такого черепитчатого расположения чешуек. В этом отношении, следовательно, рентгеновский метод оказывается более чувствительным, чем оптический. К сожалению, для данного образца отсутствуют полные данные о соотношениях слоистости и кливажа; невозможно высказать никакого суждения о знаке направления относительно движения.

Черепитчатое расположение слюды должно было бы наблюдаться на рентгенограмме по направлению оси b в виде асимметричного узора, а на рентгенограмме по c — как некоторый моносимметрический узор, однако никаких определенных указаний на это в обоих случаях не обнаружено. Зандер [107] упоминает о неопубликованной рентгенограмме по b , которая является асимметрической, соответствуя, следовательно, некоторой моносимметрической рентгенограмме по a . Его рентгенограмма по c , однако, не симметрична и соответствует рис. 18. Так как он пользовался пучком

рентгеновских лучей гораздо меньшего диаметра, нежели тот, с помощью которого были получены рис. 16-18, то его наблюдения над асимметрией в диаграммах, может быть, обуславливались большей четкостью тончайших колец. Это обстоятельство, однако, не должно приниматься в расчет для аномальных условий, с которыми мы встречаемся в рентгенограмме по оси c ; однообразные кольца здесь, вероятно, происходят от того, что кристаллы, расположенные с перекрытием в разрезах c , не полностью удовлетворяют требованиям уравнения Брэгга (стр. 253). При исследованиях в рентгеновских лучах для слюды пока не найдено еще никаких признаков, по которым выявлялась бы линия скольжения в строении. Если линия скольжения обнаруживалась при оптических исследованиях, соответствующего рентгеновского изучения не производилось.

Кварц

Из сравнения данных структурного изучения кварца с экспериментами по его деформации мы получаем меньше результатов, нежели при непосредственном использовании этих данных для интерпретации ориентировки. Так, например, воспроизведение дофинейских двойников экспериментальным путем (стр. 91) мало что дает петрологу, занимающемуся структурным анализом. Эти двойники могут быть обнаружены только травлением или рентгеновским исследованием, так как в таких частях двойника вертикальные кристаллографические оси параллельны. Кроме того, эти двойники не выражаются в существенном удлинении или укорочении зерна и, вероятно, имеют мало значения в тектонике. Единственно правильный путь к объяснению ориентировки кварца в тектонитах мы находим в экспериментальных исследованиях деформации с разрывом (стр. 79).

Первая из рассматриваемых ниже гипотез основана как раз на данных этих экспериментов. Все построения второй гипотезы основаны на ориентировке, наблюдающейся в тектонитах.

Другие гипотезы затрагиваются нами кратко, только для того, чтобы дать полный обзор имеющихся представлений.

Гипотезы дробления. Гипотезы этого рода, выдвинутые вначале Зандером [105], а впоследствии развитые Григгсом и Бэллом [47], основываются на предположении, что зерна кварца в тектонитах систематически дробятся, удлиняясь с образованием иглообразных обломков, оси которых в основном параллельны их кристаллографическим осям. Эти иглы затем повертываются в положение, приблизительно отвечающее плоскости скалывания, так что их

оси ложатся параллельно структурной оси a (по направлению движения)¹. Последующая перекристаллизация стирает все признаки игловидной формы, оставляя как свидетельство описанного процесса только зерна с ориентированными одинаковым образом кристаллографическими осями. Эта ориентировка характеризует тектонит с максимумом I (рис. 2, a), наиболее ярко развитым в плоскостях скольжения, но она обычна также и в связи с другими рисунками ориентировки. Бэлл и Григгс своими экспериментами (см. стр. 80) подтверждают идею Зандера о развитии игловидных форм при трещинообразовании, но они выяснили также, что оси иголок нередко располагаются параллельно как ребрам ромбоэдров, так и горизонтальным или вертикальным ребрам кристалла. Грани, ограничивающие иголки, оказывались принадлежащими призме, базопинакоиду и ромбоэдру. Эти результаты можно связать с расположением максимумов, известных для различных случаев ориентировки кварца, выдвигая три предположения: 1) иглы кварца в тектонитах ориентированы своими осями параллельно оси строения a ; 2) одна из ограничивающих плоскостей каждой иглы лежит в плоскости ab ; 3) ограничивающими поверхностями чаще всего являются ромбоэдры. На рис. 123 обозначения I—VIII

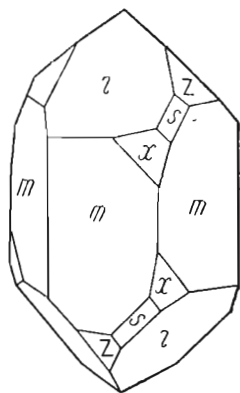


Рис. 122. Кристалл кварца с обозначением граней, соответствующих главным плоскостям, упоминающимся в табл. 6.

предлагаются для идеального случая положения кристаллографических осей в кварцевых иглах, которые вытянуты параллельно структурной оси a , причем одна из ограничивающих их плоскостей ориентирована параллельно ab . Условия, необходимые для возникновения различных максимумов, сведены в табл. 6, в которую вошли не только данные действительной ориентировки, наблюдавшейся Григгсом и Бэллом, но также и все гипотетические случаи, совместимые с известными максимумами для кварца.

Теоретическая ориентировка осей на рис. 123 сравнивается Григгсом и Бэллом с изображенной на рис. 124 синоптической диаграммой максимумов кварца, в первоначальном виде составленной Зандером и дополненной нами по более поздним работам. Эти максимумы, пронумерованные I—VIII,

¹ Весьма важно не смешивать здесь и в дальнейшем оси иглы и оси кристаллов.

Таблица 6

СООТНОШЕНИЯ НАБЛЮДАЮЩИХСЯ МАКСИМУМОВ ОСЕЙ В ЗЕРНАХ КВАРЦА С ВЕРОЯТНЫМИ ПОЛОЖЕНИЯМИ ОСЕЙ ИГОЛОК РАЗЛИЧНОЙ ОРИЕНТИРОВКИ

Максимум	Плоскость ограничения иголки, лежащая в ab	Оси иголок при этом параллельны	Число одинаково ориентированных иголок, приходящееся на одно зерно
I	m или a	$[m:m], [a:a]$ или $[m:a]$	1
II	r или z	$[r:a]$ или $[z:a]$	6
III	r или z	$[r:c], [r:m], [z:c]$ или $[z:m]$	3
IV	r или z	$[r:z]$	6
V	c	$[r:c], [z:c], [m:c]$ или $[a:c]$	6
VI	r или z	$[r:r]$ или $[z:z]$	6
VII	m (или $a?$)	$[m:r]$ или $[m:z]$	6
VIII	m или a	$[m:z]$ или $[a:z]$	6

Условные обозначения кристаллографических направлений, помещенных в таблице: c — основной пинакоид (0001); m — основная призма (10 $\bar{1}$ 0); a — призма второго рода (11 $\bar{2}$ 0); r — положительный ромбоэдр (10 $\bar{1}$ 1); z — отрицательный ромбоэдр (01 $\bar{1}$ 1). Положения m , r и z изображены на рис. 122. Направления в кристаллографической решетке обозначаются сочетанием индексов плоскостей, пересечение которых определяет данное направление: например, горизонтальные ребра — $[m:r]$ или $[m:c]$, вертикальные $[m:m]$ или $[m:a]$.

представляют средние положения для довольно большого числа разнообразных тектонитов. Сравнение рис. 123 и 124 показывает, почему за максимумами сохраняются их номера. Имеется замечательное соответствие в положениях наблюдающихся и предполагаемых максимумов. Отсутствие максимума VI на рис. 124 будет объяснено ниже.

Соотношения возможных ориентировок игл, приведенные в табл. 6, с ориентировкой трещин в кварце, которую можно предвидеть, мы сейчас рассмотрим. В своем недавнем исследовании кристаллической структуры кварца автор [36] пришел к выводу, что r и z должны обнаруживать совершенную спайность, а m , c и a — менее совершенную (рис. 122). Это заключение подтверждено экспериментальными данными. Развивая эти положения в свете гипотезы Григгса—Бэлла, можно выдвинуть следующее предположение: максимум I должен быть обычным по двум причинам: 1) если независимые спайности развиваются параллельно m и a , то, предполагая, что иглы четырехгранные, мы будем иметь значительное количество комбинаций иголок из m с m , a с a и m с a .

Когда же при образовании игл участвуют больше чем две системы параллельных плоскостей, т. е. если они полиэдрические, то возможности расширяются еще более и

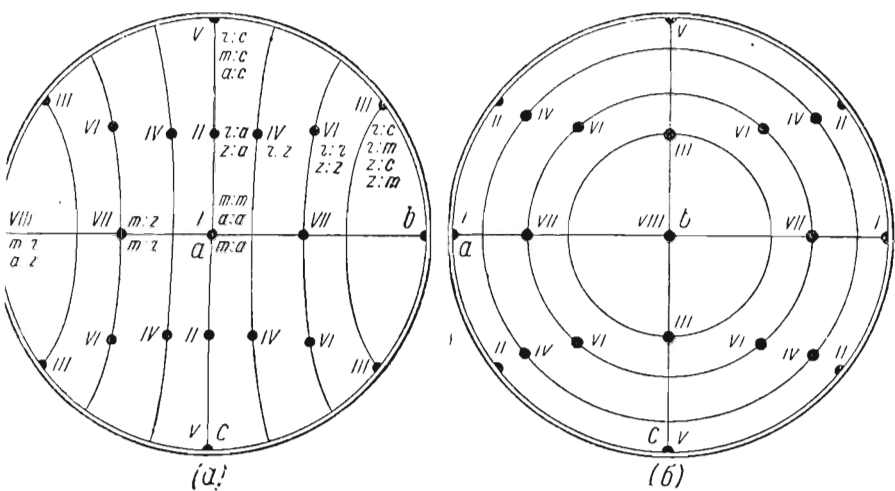


Рис. 123. (а) — относительные положения максимумов осей кварца от I до VIII согласно разрывной гипотезе (см. табл. 6). Линии, соединяющие I, II, IV, V, VI, VII и III, представляют места всех положений кристаллографической оси при предположении о возможном вращении иглолок около б. (б) — то же самое с поворотом на 90° около с. По Ферберну [37].

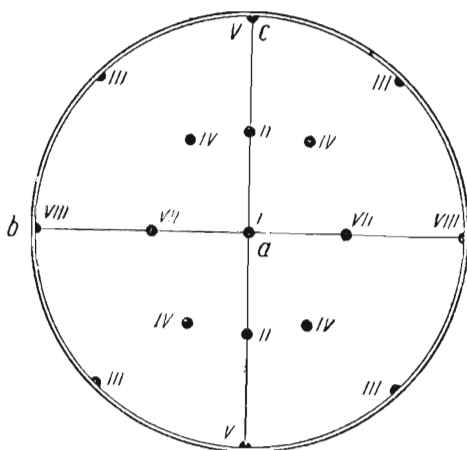


Рис. 124. Обзорная диаграмма средних положений известных максимумов кварца, составленная по первичным диаграммам Зандера [105].

результатом должны явиться сложные разрывы или линейная спайность; 2) если разрывы в зоне осей кристалла полностью или отчасти обуславливаются чередованием спайности по r и z , то должна возникнуть сложная спайность, которая по причине обычного участия в ее образовании r и z должна встречаться довольно часто.

Максимум III также должен являться обычным, так как r и z участвуют здесь в ограничениях игл при всех комбинациях. Максимум II зависит от того, являются ли r и z ограничивающими плоскостями игл. Он не может быть столь же частым, как максимум III, потому что развитие его зависит от a , представляющей менее вероятную плоскость спайности, чем m или c , с которыми связано появление максимума III. Подобным образом максимум V не может встречаться столь часто, как максимум II, потому что он в меньшей степени зависит от r и z , поскольку c лежит в ab и в ограничениях двух из четырех возможных типов игл грани ромбоэдра не участвуют. По этой же причине он должен быть менее частым, чем максимум III.

Максимумы IV и VI обуславливаются развитием игл, ограниченных только гранями ромбоэдров, и, следовательно, должны быть гораздо более обильными, чем максимумы II, III и V. С точки зрения кристаллической структуры по количеству одинаково ориентированных игл, приходящихся на одно зерно, нет оснований предполагать, что какой-нибудь из этих максимумов (шесть в каждом случае) будет встречаться чаще других. Трудно сравнивать максимумы IV и VI с максимумом I, так как последний может образоваться при развитии как многогранных, так и четырехгранных иголок. Максимумы VII и VIII, при которых плоскости призмы лежат в ab , должны быть обычными по крайней мере в такой же степени, как максимум V, но менее обычными, чем максимумы, у которых параллельно ab лежит плоскость ромбоэдра. В итоге мы имеем следующий порядок вероятной частоты каждого из восьми максимумов; 1) максимумы I, IV, VI, 2) максимум III, 3) максимум II, 4) максимумы V, VII, VIII.

Доказательство максимума I в рентгенограммах тех тектонитов, в которых плоскость призмы m ориентирована параллельно ab (стр. 22), является хорошим подтверждением гипотезы дробления, если ориентировку рассматривать как результат явлений разрывов в большей мере, чем явлений трансляции. Связь ориентировки с описанным разрывным механизмом здесь тем более вероятна, что мы вообще не имели никаких данных, указывающих на возможность трансляции в кварце параллельно m и c , [36]. В свою синоптическую диаграмму Зандер не включил максимумы V, VI,

VII и VIII, хотя все они, за исключением VI, были констатированы при изучении тектонитов. Максимум VI оказывается тесно связанным с IV, и неизвестно ни одного убедительного примера, в котором бы он встречался отдельно от максимума IV.

Довольно сложную проблему представит природа движения, параллельного a , если мы примем разрывную гипотезу ориентировки. Так как разрыв нарушает ионные связи, то сцепление утрачивается и интрагранулярные движения вследствие скольжения исключаются. Интергранулярные движения, возможные при разрыве, как известно, являются причиной уменьшения размеров зерен и широкого развития катакластических структур, а эти последние—отнюдь не тот тип строения, к которому принадлежит большинство максимумов рис. 123; за исключением максимума I, все эти максимумы были описаны для перекристаллизованных тектонитов, в которых признаки катаклаза были слабыми или вовсе отсутствовали. Таким образом, чтобы применить гипотезу разрыва, мы должны предположить, что образование разрывов неизбежно сопровождается паратектонической или полной пост-тектонической перекристаллизацией. Это будет псевдовязкое течение или перекристаллизация под нагрузкой, которые, как указывалось, не влияют или влияют в очень малой степени на ранее существовавшую ориентировку решетки. Размеры зерен при этом могут увеличиваться, а признаки разрывов исчезают, что, по видимому, связано с изменением в характере пространственной ориентировки.

Хотя разрывная гипотеза Григгса и Бэлла объясняет все максимумы, изображенные на сводном рис. 2, гипотеза эта не дает объяснения появлению связанных с ними поясов. Пояса всегда проявляются в той или иной степени неполными, и любая из гипотез, которой их можно объяснить, должна быть достаточно гибкой также и для того, чтобы объяснить рассеяние максимумов, выражающееся в появлении поясов. Никаких экспериментов по получению поясов ориентировки, однако, не ставилось, и приведенные ниже на этот счет рассуждения надо рассматривать как предположительные и требующие проверки.

Пояса на рис. 2 имеют определенную симметрию относительно осей строения. Кроме того, за исключением типа g все они параллельны различным осям строения и обычно плоскости ac . Из поясов, располагающихся в плоскости ac , наиболее обычными являются пояса, принадлежащие к типу h и l . С них мы и начнем свое рассмотрение.

По Зандеру, пояса ac связываются с поступательным движением, параллельным a , и сопровождаются вращательным

движением около оси b . Последнее может выразиться в известном повороте зерен относительно постоянных осей деформации при вращении самих осей деформации вокруг оси b по отношению к установленному положению зерна, или, наконец, в образовании микроскопических складок. Поворот зерен относительно установленного положения осей деформации предполагает, что максимумы I, IV и VII представляют контролирующие ориентировки для развития любого пояса, параллельного ac . Пояса представляют места нахождения зерен, которые либо еще не достигли этого положения, либо переместились из него в результате последующего вращения. На основании экспериментальных данных в гипотезе принято, что если в тектонитах действительно образуются удлиненные обломки, имеющие определенные кристаллографические ограничения, то они сами стремятся ориентироваться параллельно оси a . Но в таком случае трудно объяснить, почему рассеяние в соседстве с a должно ограничиваться зоной ac . При вращении обломки должны стремиться к положению, параллельному b , при котором максимумы осей получили бы ориентировку, отличающуюся от всех известных по наблюдениям.

Вращение осей деформации вокруг оси b подразумевает меняющееся положение оси a в зоне, перпендикулярной к b , т. е. пояса ac могут образоваться при последовательных изменениях направления движения без какого-либо обязательного вращения зерен. Структурная ось b , таким образом, будет отвечать линии пересечения неограниченного числа поверхностей s . При этом следует иметь в виду, что во всех примерах, описанных Зандером [105], повторные поверхности s полностью укладываются в зону, близкую к главному направлению a .

Отсюда следует, что вращение осей деформации, необходимое для того, чтобы пояса ac были полными, в этом случае, повидимому, играет несоизмеримо большую роль, чем фактическое вращение.

Справедливость третьего объяснения пояса ориентировки ac путем развития микроскладок была доказана в одном примере (стр. 56). Полный пояс ac был образован изгибом некоторой поверхности s , в которой оси кварца давали только неполные пояса. Явным препятствием к более широкому применению этой гипотезы, однако, является отсутствие признаков таких микроскопических складок в большинстве тектонитов, характеризующихся поясами ac .

Но даже отбросив другие затруднения, с которыми мы встречаемся при попытках применить каждую из трех упо-

мянутых гипотез, трудно избежать представления о повороте около оси b в качестве одного из главных допущений при объяснении максимумов ac . Явная сопряженность максимумов с определенными поясами и параллельность поясов с плоскостью ac является неизбежным фактом ориентировки кварца в тектонитах. На рис. 123(а) через различные максимумы проведены линии, представляющие их геометрические места при предполагаемом повороте около b . Ферберн [37] сравнивал ориентировку большого числа максимумов поясов ac с этими траекториями поворота и нашел, что подавляющее большинство максимумов располагается в соседстве с линиями, проходящими через максимумы IV и VI. Существенные дополнения к сказанному можно найти в работах Клооса и Хитенен [25а]. Исследуя сланцеватые породы из Мэриленда и соседних участков Пенсильвании, они установили пояса типа ac с преобладающими максимумами I, II, IV, V и VI.

Это расходится с обычно принимаемой частотой нахождения оцениваемых максимумов кварца (стр. 120), из которых обладающие признаками максимумов II и V наиболее обычны.

Особый случай согласующегося развития некоторых максимумов представлен на рис. 125. На верхней его фигуре (а) собраны второстепенные максимумы, наблюдавшиеся в породах кварцевой формации; нижняя фигура (б) изображает направления поясов ac , отвечающих этим максимумам. Образцы, послужившие объектами исследований, брались через строго определенные интервалы по простиранию на длине около 26 км. Нанесенные с рис. 123(а) предполагаемые траектории вращения ясно показывают, что подавляющее большинство максимумов относится к дугам IV и VI, причем предпочтительно к IV. Замечательна симметрия рисунка в целом по отношению к структурной оси b , и если бы мы рискнули отбросить ранее приводившиеся возражения, то поворот зерен около оси b , принимаемый сторонниками гипотезы трещин, явился бы правдоподобным объяснением. В настоящее время, однако, проблему нельзя считать решенной.

Гипотезы для объяснения косых, перекрещивающихся и других поясов. Кроме поясов обычных типов, параллельных ac , на рис. 2 можно видеть некоторое количество других, из которых ни один нельзя непосредственно расшифровать с точки зрения гипотезы трещин и поворота около оси b . Далее, среди них можно различать типы f и g , из которых последний характеризуется двумя косыми поясами. В этих поясах развиты максимумы I, II и III и оба типа относятся

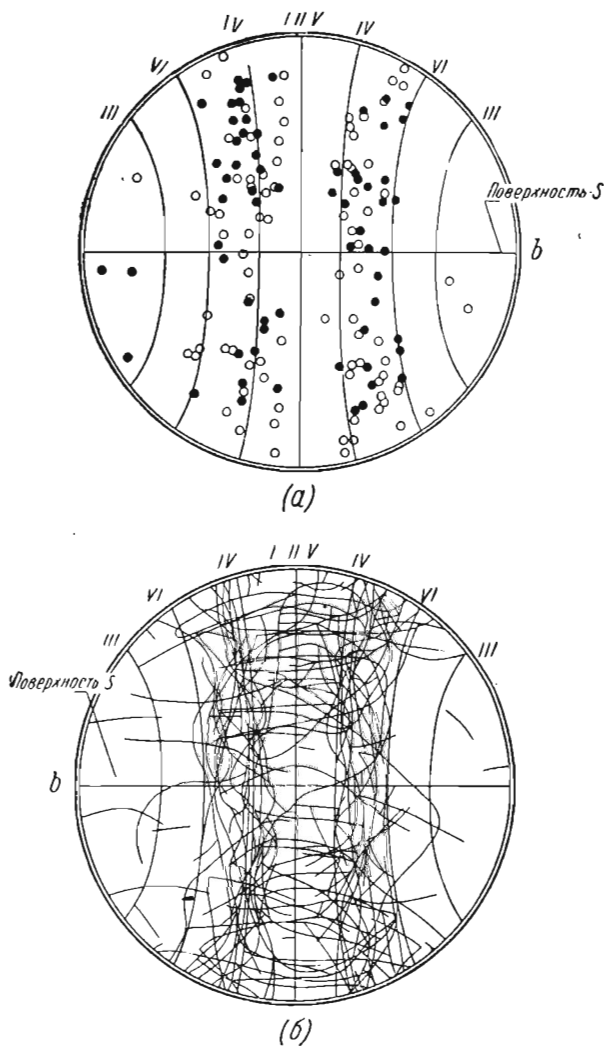


Рис. 125. Сводная диаграмма ориентировки кварца в кварците из Бром Каунти, Квебек. (а) показывает только положение максимумов, причем залитые кружки представляют более густые концентрации осей, чем белые; (б) показывает направление поясов, содержащих максимумы. Римскими цифрами обозначены малые круги, на которых располагаются стандартные максимумы кварца. По Ферберку [37].

к „гранулитовым“ гнейсам. Гипотезы происхождения их, основанные на вращении около оси b , для объяснения этих тектонитов явно не пригодны. Зандер допускал возможность объяснить этот тип g действительным вращением любого пояса ac около оси a . Отвлекаясь от того, что трудно себе представить поворот пояса и принимая, что пояса при этом повороте сохраняют свою целостность, мы все же приходим к выводу, что постоянная приуроченность максимума III к косым поясам кажется несовместимой с редкостью максимума V, для которого должен быть соответствующий максимум в предполагаемом исходном поясе ac . Кроме того, слишком редки переходные стадии.

Характер деформаций, вызывающих ориентировку кварца в „гранулитовых“ гнейсах, некоторые исследователи представляют как сжатие, перпендикулярное к плоскости ab , препятствующее тому поступательному движению, которое предположительно сопутствует поясам типа ac . Это в сущности процесс сплющивания, исключаяющий всякое вращение около b . Зенг [120] связывает его с процессом перекристаллизации, который подробно будет описан ниже (стр. 151).

Тип j иллюстрирует двупоясовую ориентировку с максимумами, которые располагаются с одинаковой густотой как в зоне bc , так и в зоне ac . Объясняя первый пояс, Зандер принимал повторную деформацию, развивавшуюся в направлении под прямым углом к первой с движением, совершающимся в зоне bc . Вращение около оси a должно являться главным фактором в образовании пояса bc . Эта гипотеза рассматривается нами в дальнейшем (стр. 184).

Трехпоясовая ориентировка типа k рассматривалась Рюгером [97] как результат трех различных деформаций. Зандер [106] рассмотрел эту проблему более детально и пришел к выводу, что лучшим объяснением всех этих отдельных поясов может явиться представление о сверхиндивидах, расположенных параллельно оси b . Какую бы интерпретацию не принять, сечение по b должно наилучшим образом вывить статистическую картину ориентировки.

Единственный пояс ab типа e содержит максимумы I и VIII. Как уже отмечалось, Шмидт [113] считал, что этот пояс участвует в нормальной деформации с осями ab и c . Его соотношения с другими, более обычными поясами не выяснены.

На рис. 2 пояс m , ближайший к структурной оси, наблюдался в породах, которые часто даже и не относятся к классу тектонитов [95]. Его появление здесь может быть следствием остаточной ориентировки, поскольку на эту зону

по сравнению с внутренним поясом *ас* приходится только очень небольшое число осей кварца. Далее, ни один из типичных максимумов от I до VIII не связан с этой внешней зоной. Она может представлять ориентировку группы удлиненных зерен, ограниченных плоскостями ромбоэдра, которые были первоначально ориентированы параллельно оси *b*. Наклонное положение кристаллографических осей в поясе относительно *b* может считаться аналогичным с таким же положением их в строении „кварц в кальците“, описанном на стр. 31.

Гипотезы трансляции. Гипотезы, предполагающие, что ориентировка возникает в результате механизма трансляционного скольжения, пока не подкреплены данными экспериментов и находят мало подтверждений со стороны структурно-кристаллографического анализа [36]. Зандер [105] и в особенности Шмидт [115] во многих случаях связывали ориентировку кварца с трансляцией, и их мнение принято сейчас большинством других исследователей. Наиболее веские подтверждения этой гипотезы представляют тектониты с пластинками того типа, которые описывались на стр. 22. Последние свойственны лишь сильно деформированным породам, состоящим из неперекристаллизованных зерен кварца, и таким образом указывают даже при первом беглом знакомстве с ними на вероятность механизма трансляции.

Сравнение рис. 5, 6 и 7 в примере, который описан в части I данной книги, показывает, что ориентировка пластинок гораздо более отчетлива, чем ориентировка осей. Пластинки развиваются только в тех зернах, оси которых ориентированы определенным образом относительно направления движения. В зернах, не занимающих этого благоприятного положения, пластинок не развивается. Если учесть, что зерна с неблагоприятной для развития пластинок ориентировкой составляют около половины общего количества зерен, подвергавшихся измерению, то со всей очевидностью выступает недостаточность результатов, полученных из одних только измерений осей в этих сильно деформированных породах.

Поскольку пластинки встречаются только в смятых, но не перекристаллизованных при этом породах, то очевидно их развитие следует приписать именно деформации, однако это остается пока только геологическим предположением, так как экспериментальным путем получить пластинки до сих пор не удалось. При определении типа деформации мы должны выбирать между образованием двойников, трансляцией и разрывом. В отношении первого процесса нужно заметить, что образование двойников исключается

вследствие незакономерной в кристаллографическом отношении ориентировки пластинок и их оптической однородности при скрещенных николях. Гипотезу разрыва нельзя предложить также в данном случае, на что указывает весьма примечательный факт отсутствия реальных трещин в связи с пластинками. Предположению о том, что пластинки суть залеченные трещины скалывания, противоречит криволинейный характер некоторых из них, линзообразные формы и окончания, наблюдающиеся во многих случаях внутри контуров зерен, что не является характерным для разрывов этого типа. Кроме того, объяснению при помощи гипотезы разрыва противоречит тесное расположение пластинок.

Последнее более всего согласуется с представлением о трансляции. Автор в одной из своих последних статей [36] высказал предположение, что единственным возможным направлением для скольжения в кварце являются горизонтальные ребра $[m:r]$. Однако с этим направлением нельзя связывать никакой плоскости скольжения, так как ни одна из них не подтверждается кристаллографическим изучением структуры. При попытке объяснить ориентировку пластинок на рис. 126 направление $[m:r]$ мы принимаем за линию скольжения. Для каждой из указанных двух идеальных ориентировок (сплошная линия и пунктирная линия) статистический кристалл должен удовлетворять двум условиям для того, чтобы мы получили истинную ориентировку. Во-первых, он должен ограничивать степени свободы ориентировки относительно одной частной горизонтальной кристаллографической оси. Степень свободы выражается в изменении углов на рис. 4. При этом горизонтальная ось $[m:r]$ нормальна к сланцеватости и параллельна пластинкам. Во-вторых, кристалл не должен иметь свободы в ориентировке относительно любой другой горизонтальной оси. Если бы эти степени свободы имелись, то на рис. 5 оси окружали бы максимумы полюсов пластинок широкой зоной.

На рис. 127 можно увидеть тот интервал, в пределах которого эти идеальные условия удовлетворяются. Путем построения из данных рис. 5 и 6 была получена ориентировка тех линий в пластинках, которые перпендикулярны к кристаллографическим осям. Пункты сгущения этих линий располагаются параллельно среднему положению пластинок L; этого и можно было ожидать. В добавление к этому, большая часть главных максимумов лежит в периферических частях диаграммы. Существует, таким образом, хорошее соответствие между идеальными отношениями, из которых исходили при построении рис. 126, и действительными условиями, которые передает рис. 127. Это обстоятельство

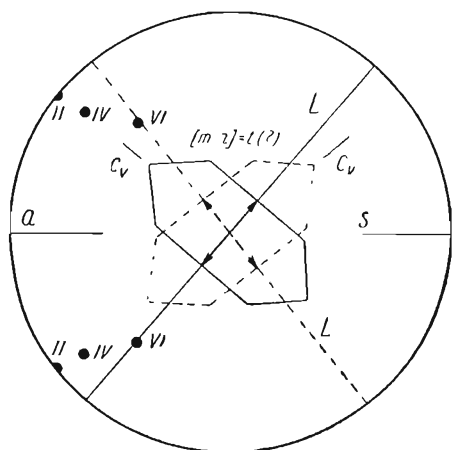


Рис. 126. Диаграмма, ориентированная, как на рис. 6, и показывающая условия, при которых возможна трансляция, параллельная ребру $[m:r]$. Одна из ориентировок идеального кристалла показана сплошными линиями, другая — прерывистыми. c_v в обоих случаях обозначает вертикальную ось $[m:r]=t(?)$, соответствует в каждом случае принятому условно направлению сжатия. По Ферберну [38].

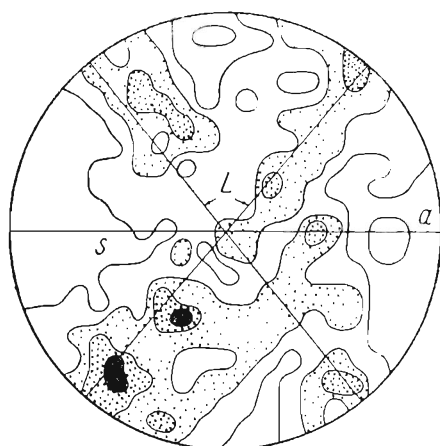


Рис. 127. Сводная диаграмма 337 линий, предположительно отвечающих $[m:r]$, параллельных пластинкам и перпендикулярных к осям. a , s и L — те же обозначения, что и на предыдущих рисунках. Контуры 4—3—2—1—0 $^{\circ}$ / σ . По Ферберну [38].

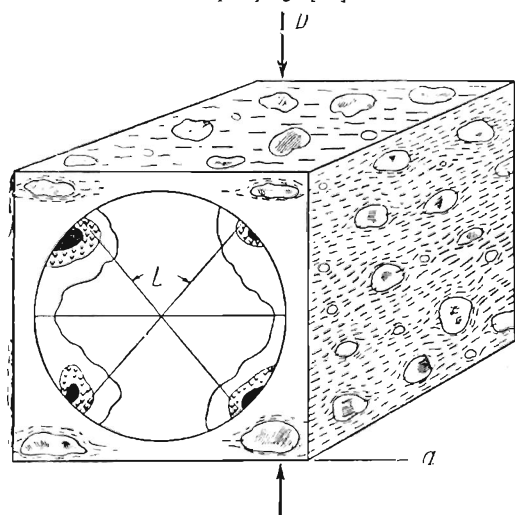


Рис. 128. Блок-диаграмма, где сопоставлены структурно-петрографические и полевые данные для кварцита Аджибек. a и L — то же, что на рис. 6. P — предполагаемая ориентировка главного стресса. Верхняя поверхность блока — поверхность сланцеватости. Штриховка на зернах кварца передает направление ориентировки пластинок.

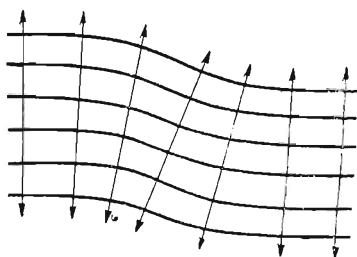


Рис. 129. Группа искривленных пластинок L в кварце; s полосками волнистого погасания (стрелки), которые обнаруживают постоянство в ориентировке, перпендикулярной к пластинкам.

позволяет дать верное объяснение соотношений пластинок с осями с точки зрения механизма трансляционного скольжения.

Зерна кварца с направлениями $[m:r]$, такими же, как на рис. 126 (эти ребра $[m:r]$ располагаются в трех направлениях в любом идеальном кристалле), могут подвергаться скольжению параллельно этому направлению, используя в качестве плоскости скольжения любую поверхность в кристалле, грубо параллельную его основанию, преимущественно же плоскости, расположенные под углами от 7 до 36° (рис. 4). Этот факт можно рассматривать как подтверждение отмеченной незакономерности в отношениях пластинок с осями при наличии совершенной ориентировки тех и других. На рис. 127 видна ориентировка линий в пластинках, перпендикулярных к осям рис. 6. Этот рисунок можно также рассматривать и как диаграмму линий $[m:r]$. Правда, мы не можем пока доказать, что линии в пластинках соответствуют именно направлению $[m:r]$, а не направлению какой-нибудь другой горизонтальной линии, которое отвечает тем же условиям, поскольку применяемые оптические методы полностью не выявляют ориентировки одноосных кристаллов. Для данного случая предположение о том, что некоторая определенная постоянная линия скольжения и изменяющиеся по своему положению плоскости скольжения могут объяснить механизм трансляции, было выдвинуто Эламом [31] на основании проведенных им экспериментов. Объектами для этого служили кристаллы железа и β -бронзы [β -латуни]. Оказалось, что постоянная линия скольжения, параллельная $[111]$, была связана с плоскостями скольжения, имеющими непостоянную ориентировку, причем они контролировались только ориентировкой давления. Это доказательство мы здесь не приводим: из любой близкой аналогии с деформацией кварца единственно только и можно заключить, что экспериментальные данные иногда не отвечают общепринятой идее плоскостной трансляции - идее, обладающей в большинстве интерпретаций.

Нужно допустить, что границы кварца не показывают трансляции в месте соприкосновения пластинок с ребрами кристаллов. Это особенно ясно выступает в случаях, когда зерна кварца полностью погружены в слюдяную массу, состоящую из тонких листочков, причем последние часто проникают в очки кварца. Зигзагообразные линии вдоль границ зерен, обусловленные трансляцией, должны быть во всяком случае исключительно малыми, а маскирующий эффект слюды не позволяет их обнаружить. С другой стороны, удлиненный характер большинства зерен кварца и их пространственная ориентировка, параллельная оси a , позволяют подметить в прозрачных шлифах признаки того, что зерна

приобретают удлиненность путем трансляции по скошенным пластинкам.

Наше объяснение не охватывает, таким образом, случая полосок волнистого погасания, перпендикулярных к пластинкам (рис. 36). Повидимому, невозможно установить с определенностью, развивается ли волнистое угасание ранее, одновременно или позднее, чем пластинки. Оно, как можно предположить, характеризует нарушение целостности кристаллов и известно в связи с разрывами, прослеживающимися параллельно зонам погасания, т. е. почти параллельно кристаллографическим осям. Повидимому, есть основания предположить, что эти два явления, вызываемые деформацией, развиваются одновременно; одно вследствие упругого разрушения и разрыва, другое — вследствие трансляции. Поэтому в примере, изображенном на рис. 126, трансляция будет развиваться параллельно двум направлениям $[m:r]$, а разрывы — параллельно двум направлениям c_v , причем каждое представляет выражение того типа деформации, который может осуществляться с наибольшей легкостью по данному направлению в кристаллах.

Интерпретация соотношений пластинок и осей на рис. 8 и 9 при помощи механизма трансляционного скольжения очень рискованна, так как пластинки образуют скорее пояс, чем резко выраженные максимумы. Тем не менее полюсы пластинок сосредоточиваются в более узких и более ограниченных по протяжению зонах, чем оси, вероятно, указывая, что именно ориентировка полюсов, а не осей имеет наибольшее значение.

Задолго перед тем, как впервые были составлены диаграммы ориентировки, Мюгге [82] наблюдал отношения между параллельными зонами волнистого погасания и пластинками деформации; эти наблюдения сохраняют значение и для нашего анализа. На изгибах пластинок он наблюдал соответственное отклонение волнисто гаснущих полосок (рис. 129), которое объяснил как одновременную осевую трансляцию (скольжение изгиба) в пластинках, и упругое искривление, параллельное волнистым зонам. Трансляционная гипотеза в том виде, как она была только что изложена, наряду с другими факторами с полной очевидностью согласуется с этим заключением Мюгге. Его интерпретация в несколько иной форме была применена Хитенен [54] в недавно появившемся исследовании пластинок из зерен кварцита. Согласно Хитенен, осевая трансляция, повидимому, происходит параллельно плоскости и вызывает одновременное упругое нарушение в теле кристалла (выражающееся в волнистом погасании). Величина трансляции, однако, очень незначительна, и увеличение сопротивления сдвигу ведет к очень тонким разрывам по поверх-

ностям скольжения. Они и представляют видимое доказательство образования пластинок. Дальнейшая деформация выражается в разрыве и трансляции, почти параллельной оси кристалла, так что зерно разделяется на бесчисленные субмикроскопические блоки, причем каждый из них способен подвергаться соответствующей деформации более или менее независимо от соседнего. Незначительные повороты этих блоков приводят к изменению ориентировки кристалла в целом, без ощутительного нарушения первоначального положения линий пластинок. Это допущение объясняет аномальную ориентировку пластинок, грубо параллельных (0001), которая, очевидно, представляет реликтовую ориентировку, обусловленную „изменением фронта“ (Frontwendung) субмикроскопических разорванных частей. Степень подобного изменения непостоянна, и, следовательно, за счет его можно отнести незакономерную ориентировку пластинок. Надо думать, что определенную роль в общем процессе играет и трансляция по ромбоэдру.

Эта острбумная гипотеза, однако, не учитывает возможностей трансляции кварца с точки зрения структуры кристаллов. Повидимому, трансляция, параллельная (0001), не более вероятна, чем по плоскостям, почти параллельным (0001). Отмеченная выше иррациональность пластинок согласуется с этим заключением. Принимая гипотезу трансляции, необходимо только условиться, что же принять за линию скольжения. Изучение кристаллической структуры кварца показывает, что наиболее вероятным таким направлением следует считать $[m:r]$. Структурно-петрографические доказательства этого уже были изложены.

Необходимо еще сделать несколько замечаний относительно волнистого угасания. Григгс и Бэлл [47] объясняли астеризм рентгеновских лучей, вызываемый волнисто угасающим кварцем (стр. 82), как явление, скорее всего обусловленное осевой трансляцией с осью изгиба, перпендикулярной c_z и параллельной основанию призмы m . Так как волнистое угасание также характерно для тех зерен кварца, которые растут в открытых пустотах (недеформированный кварц), то было бы необходимо проделать рентгеновское исследование таких зерен, чтобы проверить указанное объяснение астеризма. Может оказаться, что волнистость связана с субмикроскопическими нарушениями внутренней структуры кристаллов, которые могут возникнуть либо вследствие нарушений, связанных с условиями роста (недеформированный кварц), либо вследствие разрывной деформации, идущей в исключительно малых масштабах (кварц тектонитов). Если так, то астеризм рентгеновских лучей можно объяснить без привлечения менее вероятной гипотезы трансляции в направлении,

параллельном c_v . Вне зависимости от вопроса о пластинках, Шмидт [115] отдает предпочтение гипотезе общей трансляции. Базопинакоид (0001), ромбоэдр ($10\bar{1}1$) и призма ($10\bar{1}0$) рассматриваются им как возможные плоскости трансляции с вертикальными ребрами [$m:m$], горизонтальными ребрами [$c:m$] и ребрами ромбоэдра [$r:r$] в качестве возможных направлений трансляции. Шмидт принимает максимумы I, II, III и IV за типичные для кварца, предполагая, что базопинакоид, призма или ромбоэдр ориентированы параллельно одной поверхности s с одним из трех направлений трансляции, параллельных a и обусловленных ромбоэдрическим габитусом кварца. Положение максимумов V, VI, VII и VIII также можно объяснить при помощи этого допущения. Гипотеза Шмидта встречает два серьезных возражения: 1) а priori здесь нет оснований предполагать, что видимая поверхность s , по которой идет трансляционная плоскость кварца, является единственной (могут быть и другие); наоборот, имеется много данных, говорящих о том, что в деформации породы обычно участвует несколько поверхностей s и что их внешняя характеристика в основном зависит от степени параллельности пластинчатых минералов, подобных слюде; 2) предполагаемый механизм трансляции не подтвержден ни экспериментально, ни анализом структуры кварца.

Другие гипотезы. Двойники кварца с непараллельными осями в соседних двойниковых частях были детально описаны Цинделем [140], но все они имеют явно первичное происхождение. Хотя двойников деформации с непараллельными осями еще не получено экспериментальным путем, однако Зандер указывает на образование двойников по ромбоэдру, как на возможное объяснение максимума II в тех случаях, когда нет других максимумов. Плоскость ромбоэдра при этом должна лежать в ab , с соответствующими осями, образующими максимум II, указанными на рис. 2. Как проявляются предполагаемые двойники под микроскопом, ясно не указано, хотя, конечно, если их кристаллографические оси не параллельны, то можно устанавливать их наличие так же определенно, как и двойники кальцита.

Возможное влияние векториальных свойств на ориентировку кварца широко изучалось Зандером [124] и меньше Хитенен [54] и Эскола [32]. Их представления основываются на тенденции анизотропно упругого материала ориентироваться таким образом, что направление наименьшего модуля упругости E^1 или наибольшей сжимаемости β становится параллельным ориенти-

$$^1 \frac{E}{\beta} = \frac{\text{единица усилия}}{\text{единица деформации}} = \frac{1}{\beta} \cdot$$

рованному давлению. Для низкотемпературного кварца E в направлении, параллельном оси, больше E в направлении, перпендикулярном оси, и согласно Зондеру, кристаллические оси кварца будут иметь тенденцию ориентироваться главным образом параллельно сланцеватости, но не перпендикулярно к ней.

Как главный механизм, при котором осуществляется эта ориентировка, выдвигаются толчки при землетрясениях. Эта стадия затем сменяется течением, вызываемым скольжением и разрывом. Зандер [106] критикует эту гипотезу, неблагоприятно отзываясь о ней как о слишком спекулятивной и мало подтвержденной существующими данными структурно-петрографического анализа.

Хитенен и Эскола исследовали происхождение максимума V (рис. 2, c) с точки зрения преобладающего значения векторов упругости. При этом установлено, что в противоположность низкотемпературному кварцу высокотемпературный кварц имел величину E , меньшую в направлении, параллельном оси, чем в направлении, перпендикулярном к ней. При этом отмечено, что максимум V может иметь реликтовую ориентировку, обусловленную ориентировкой высокотемпературного кварца, который затем при падении температуры, превратился в низкотемпературный. Так как температуры в геологической обстановке, когда образуется большинство кварцевых тектонитов, вероятно, не достигают поля устойчивости высокотемпературного кварца ($t > 573^{\circ}\text{C}$), то необычное положение этого максимума может быть лишь исключением, подтверждающим правило.

Такое предположение приложимо, однако, только к максимуму V , так как другие, обычные максимумы кварца, за исключением максимума I , никогда не бывают ни параллельными, ни перпендикулярными к сланцеватости.

Пространственная ориентировка. Для кварца описаны два типа пространственной ориентировки, показанные на рис. 10 и 11. На рис. 10 видна параллельность осей кристаллови наиболее длинных пространственных осей, получивших свою ориентировку, вероятно, в результате поворота отдельных зерен вокруг b . Кальцит, заключающий эти изолированные зерна, течет с относительной легкостью и способен поглощать деформации, возникающие в строении в целом. Зерна кварца, вначале удлиненные параллельно своим кристаллографическим осям, постепенно приспособляются к движению, параллельному оси a , посредством такого перемещения, которое приводит их длинные пространственные оси в положение, параллельное оси b .

Во втором примере (рис. 11) имеет место параллельность удлиненных зерен, объяснимая тем же способом при помощи

рованному давлению. Для низкотемпературного кварца E в направлении, параллельном оси, больше E в направлении, перпендикулярном оси, и согласно Зондеру, кристаллические оси кварца будут иметь тенденцию ориентироваться главным образом параллельно сланцеватости, но не перпендикулярно к ней.

Как главный механизм, при котором осуществляется эта ориентировка, выдвигаются толчки при землетрясениях. Эта стадия затем сменяется течением, вызываемым скольжением и разрывом. Зандер [106] критикует эту гипотезу, неблагоприятно отзываясь о ней как о слишком спекулятивной и мало подтвержденной существующими данными структурно-петрографического анализа.

Хитеней и Эскола исследовали происхождение максимума V (рис. 2, c) с точки зрения преобладающего значения векторов упругости. При этом установлено, что в противоположность низкотемпературному кварцу высокотемпературный кварц имел величину E , меньшую в направлении, параллельном оси, чем в направлении, перпендикулярном к ней. При этом отмечено, что максимум V может иметь реликтовую ориентировку, обусловленную ориентировкой высокотемпературного кварца, который затем при падении температуры, превратился в низкотемпературный. Так как температуры в геологической обстановке, когда образуется большинство кварцевых тектонитов, вероятно, не достигают поля устойчивости высокотемпературного кварца ($t > 573^\circ\text{C}$), то необычное положение этого максимума может быть лишь исключением, подтверждающим правило.

Такое предположение приложимо, однако, только к максимуму V , так как другие, обычные максимумы кварца, за исключением максимума I , никогда не бывают ни параллельными, ни перпендикулярными к сланцеватости.

Пространственная ориентировка. Для кварца описаны два типа пространственной ориентировки, показанные на рис. 10 и 11. На рис. 10 видна параллельность осей кристаллов и наиболее длинных пространственных осей, получивших свою ориентировку, вероятно, в результате поворота отдельных зерен вокруг b . Кальцит, заключающий эти изолированные зерна, течет с относительной легкостью и способен поглощать деформации, возникающие в строении в целом. Зерна кварца, вначале удлиненные параллельно своим кристаллографическим осям, постепенно приспособляются к движению, параллельному оси a , посредством такого перемещения, которое приводит их длинные пространственные оси в положение, параллельное оси b .

Во втором примере (рис. 11) имеет место параллельность удлиненных зерен, объяснимая тем же способом при помощи

поворота, но только с другой ориентировкой осей кристаллов. Это отличие в ориентировке можно объяснить на основе данных опытов по разрушению кварца, полученных Григсом и Бэллом (стр. 80). Удлиненные обломки, ограничивающимися плоскостями которых является призма в первом примере и ромбоэдры во втором, дают ориентировку кристаллографических осей, изображенную на рис. 10 и 11.

Заключение. Из рассмотрения всего приведенного материала читатель, несомненно, придет к выводу, что для кварца мы не имеем еще пока какой-либо общепринятой теории, при помощи которой можно было бы объяснить все известные сейчас типы ориентировки этого минерала. В частности, невозможно такое общее объяснение и для различных типов поясов. Однако остается бесспорным, что в результате упорных исследований, доставляющих все более и более новые данные в этих вопросах, мы неуклонно движемся вперед.

Соотношения в ориентировке кварца, кальцита, доломита и слюды

В части I (стр. 51) были описаны три тектонита и для каждого была рассмотрена ориентировка различных сочетаний вышепоименованных минералов. В первом примере (рис. 49–52) максимумы полюсов кальцитовых пластинок и полюсов спайности слюды по своему положению в поясах соответствовали положениям минимумов на диаграммах с осями кварца и кальцита. Сравнение двух диаграмм кальцита уже было сделано раньше (стр. 105), причем особо отмечалось аномальное положение линий скольжения, параллельных структурной оси *b*. Эта аномалия не исчезает и при сравнении с диаграммами для сопутствующих кварца и слюды. Каждому из этих минералов соответствуют пояса *ac*, совпадающие с таковыми для полюсов пластинок кальцита, которые, согласно данной выше интерпретации, указывают на движения в плоскости *ac* и на возможный поворот около *b*. Минимумы для кварца указывают, что плоскости ромбоэдра могут занимать положения, почти одинаковые с положением пластинок кальцита и спайности слюды. Они могут оказаться пластинками деформации, в дальнейшем уничтоженными перекристаллизацией. Ориентировка наиболее вероятных линий скольжения [*m*:*r*] в этом примере не выяснена, почему дальнейшее сопоставление с кальцитом произвести невозможно. Замечательно, однако, что оси кальцита и кварца заполняют пояса, лежащие на малых кругах, очень близко к краям диаграммы и что минимумы для кварца (полюса пластинок?) и максимумы полюсов к двойникам кальцита лежат на краю диаграммы.

Кажется поэтому, что любая гипотеза для одного из них должна быть также пригодной для другого, хотя эти два минерала имеют мало общего с точки зрения их кристаллической структуры и экспериментальной деформации.

Слюда не обнаруживает предпочтительной ориентировки в пределах различных поверхностей s , которые располагаются перпендикулярно к 1, 2, 3, 4 и 5. Она не дает ничего для решения проблемы, за исключением совпадения этих второстепенных максимумов с некоторыми из максимумов и минимумов кальцита и кварца соответственно. Одно заключение Зандера, повидимому, неизбежно вытекает из анализа этого строения, а именно: после развития ориентировки не происходит сколько-нибудь значительного вращения зерен. Если бы это было верно, то соответствие различных максимумов и минимумов должно было бы нарушиться. Следовательно, надо еще объяснить, может ли развиваться комплекс одного из поясов с более или менее определенным максимумом вследствие деформации, не сопровождающейся заметным вращением.

Второй пример (рис. 53—55) не обнаруживает сопоставимых максимумов, но имеет ясно выраженное направление скольжения по оси a , обнаруживаемое в ориентировке слюды. По аналогии с предшествующим случаем можно предсказать, что пластинки кальцита, если бы они развились, должны были бы иметь полюсы в поясе ac , подобном таковому для слюды с максимумом в c . Оси максимумов позволяют сделать это допущение, потому что ac представляет зону концентрации минимумов осей. Так как пластинок нет, то никак нельзя судить об ориентировке линии скольжения. Второстепенные максимумы кварца отчасти приурочены к краям диаграммы и не вносят ничего нового в данную характеристику, за исключением приуроченности их к поясу ac . Так как ось a является определенно направлением движения, то они представляют, как это уже было показано, возможную ось вращения. Не строго закономерное размещение максимумов в этом примере, возможно, указывает, что вращение все же играло роль при деформации.

В третьем примере, где объединены кальцит и доломит (рис. 56—61), как уже отмечалось, оси ориентировки этих минералов расположены под углом около 90° . На рис. 58 и 61 видны линии скольжения в кальците и указано предполагаемое положение этих линий для доломита. Отдельные максимумы не очень точно соответствуют друг другу, за исключением двух, помеченных буквой M . Если принять, что для двойников кальцита и доломита мы имеем одно и то же направление движения, то анализ данных по максимуму M

указывает, что направление относительного движения, происходящего при образовании двойников, для этих двух минералов противоположно. Если не предполагать, что мы имеем здесь две независимые деформации, из которых позднейшая не нарушала ориентировку, возникшую при более ранней деформации, то вышеупомянутое условие с точки зрения механики невозможно. Направление движения для двойников доломита, как это доказывалось (стр. 106), противоположно таковому для кальцита, и несоответствие в ориентировке осей на 90° (рис. 56 и 59) становится понятным, потому что усилия, вызвавшие образование двойников в доломите, можно принять направленными приблизительно параллельно осям кристаллов. Это направление представляет перпендикуляр к максимуму осей кальцита и удовлетворяет условиям, определяющим знак направления для двойников кальцита. Кроме этих трех приведенных примеров взаимной ориентировки не следует забывать и обычной ассоциации кварца только с одной слюдой. В этой ассоциации мы имеем отпечаток региональной ориентировки, полезной при ее изучении (см. стр. 196), так как в одних примерах узоры ориентировки кварца и слюды симметричны, в то время как в других имеет место постоянная асимметрия. При попытках объяснить эти отношения возникают те же трудности, о которых мы говорили, рассматривая отдельные минералы, и пока мы еще не имеем единой гипотезы, дающей вполне удовлетворительное решение.

Плагиоклаз и роговая обманка

Так как экспериментальные данные по скольжению в этих минералах отсутствуют, то сделать сопоставление их с ориентировкой тектонитов пока невозможно. В случае роговой обманки ориентировка по большей части имеет чисто пространственный характер (см. табл. 2), так как зерна удлинены в направлении оси *b*, а эта ось строения является возможной осью вращения. В плагиоклазе тенденция к удлинению выражена значительно меньше, чем у роговой обманки, и различные ориентировки решеток, перечисленные в табл. 2, нельзя связывать с обликом кристаллов и с отвечающей им пространственной ориентировкой. Кроме того, не ясно, в какой степени плагиоклазы тектонитов участвуют (подобно слюде) в строениях, возникающих в процессе роста, и в какой степени плагиоклазы являются продуктом новой кристаллизации. Если тектониты были первоначально изверженной породой, то можно рассматривать ориентировку плагиоклаза, по крайней мере отчасти, как реликтовое строение, первоначально

возникшее при отложении. Поэтому, до тех пор пока не появится экспериментальный материал, разумный выбор между вышеупомянутыми альтернативами кажется невозможным.

Каменная соль

Из минералов, обычных для состава тектонитов, только галит является изотропным и не может изучаться с помощью поляризационного микроскопа. При рентгеновском анализе зеркал скольжения каменной соли, произведенном Леонгардтом [75], не удалось выявить по рентгенограммам каких-либо признаков ориентировки. На основании одних этих исследований отсутствие ориентировки, конечно, не может считаться окончательно доказанным, поскольку, как известно, рентгеновские методы значительно менее чувствительны в сравнении с оптическими и не улавливают слабую степень ориентировки. Правда, тектониты каменной соли и образцы ее, деформированные искусственно, почти всегда обнаруживают полную перекристаллизацию, но это обстоятельство отнюдь не подразумевает еще утраты ориентировки решетки (см. стр. 40).

Проблемы, связанные с соляными куполами, представляют широчайшее поле для исследований петрологов, изучающих структуру, но специальных структурно-петрографических исследований тем не менее до сих пор не ставилось. Две характерные особенности, установленные Нетльтоном [88], повидимому, представляют особый интерес: 1) материал, покрывающий соляные купола, несмотря на его податливость, всегда деформируется иначе, чем самые соляные штоки; 2) соль является сухой. Нетльтон предполагает, что разница в плотностях соли и покрывающих ее пород играет важную роль в распределении сил, выжимающих соль вверх, называя это движение „вязким“ течением. Совершенно не ясно, однако, вызывается ли это „вязкое“ течение течением, обусловленным скольжением, псевдовязким течением или комбинацией их обоих, если понимать эти термины в том смысле, который был бы им придан нами выше. Благодаря простейшей кристаллической структуре соли текут с большей легкостью, чем всякий другой минерал тектонитов, и проводить здесь аналогию очень трудно. Иоффе [62] наблюдал экспериментально, что сухая соль разрушается с большей легкостью, чем смоченная. Эти опыты интересны в связи с предполагаемыми „сухими“ условиями при образовании наиболее сильно деформированных соляных штоков. Оно совершенно противоречит оптимальным экспериментальным условиям для псевдовязкого течения алебаstra (стр. 96) и, надо думать, многих других

веществ. Таким образом, до тех пор пока не будет произведена дальнейшая работа, рассмотрение ориентировки каменной соли будет оставаться в высшей степени предположительным.

Резюме

Объяснение ориентировки важнейших минералов тектонитов, изложенное в этой главе, основано на гипотетических, в известной мере, представлениях о природе образования двойников трансляции и разрыва. В большинстве случаев они подкрепляются экспериментальными фактами и данными структурной кристаллографии. Многие важные данные как структурно-петрографического, так и экспериментального характера пока не поддаются увязке. На вопросе об определении направления движения в двойниках скольжения кальцита и доломита мы особенно останавливались не потому, что его можно считать решенным, но по причине его важности для структурного анализа. Значительное место отведено предположениям и теориям относительно ориентировки кварца. Через несколько лет некоторые из них, без сомнения, утратят значение, но в настоящее время их необходимо было рассмотреть хотя бы кратко.

Рассмотрены также взаимные отношения в ориентировке кварца, слюды и карбонатов, причем подчеркивалось их значение при структурных исследованиях. Необходимы дальнейшие примеры для сравнения с приведенными здесь. Очень кратко рассмотрена ориентировка плагиоклазов и роговой обманки, поскольку мы мало еще знаем, чтобы дать более точное истолкование ее. После упоминания о существенных результатах экспериментальных работ, уже проделанных с солями, было указано на важную роль структурно-петрографического анализа в дальнейших исследованиях строения соляных куполов.

Глава V

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИТОВ

Ориентировка, связанная с пересекающимися трещинами

Проблема пересекающихся трещин была весьма успешно рассмотрена Зандером на ряде примеров, которые описывались нами выше. Ориентировка, показанная на рис. 64, представляет два максимума, из которых один приблизительно параллелен зоне, выполненной кварцем, а второй — пересекающей ее закрытой трещине; оба эти максимума соответствуют приблизительно максимуму I типа (рис. 2). Если бы кварц в заполненной им трещине имел строение, обусловленное ростом, а не деформацией, то ориентировка его у стенок трещины должна была бы отличаться от ориентировки в центральных участках [35a]. Рис. 7 и 8 демонстрируют это положение, показывая, что в данном случае ориентировка одинакова как у стенок, так и в центральной зоне, и это обстоятельство указывает на то, что мы, вероятно, имеем дело со строением, возникшим при деформации. В пользу происхождения этого строения вследствие деформации точно так же говорят отсутствие удлинённых зерен, расположенных перпендикулярно к стенкам трещины, и отсутствие пустот. Ориентировка двух трещин, параллельных оси b , и их симметричное расположение относительно ab типично для трещин скальвания, а перекристаллизованный кварц в выполненном разломе лучше рассматривать как обязанный своим происхождением раздроблению вмещающего крупного кристалла вдоль этой зоны. Зерна с ориентировкой, дающей максимум, параллельный свободной от заполнения трещине, не имеют сколько-нибудь преобладающего развития в трещине с жильным заполнением. Не обнаруживается и зависимости их количества от расстояния до секущей закрытой трещины. Можно предполагать, следовательно, что, хотя эти трещины скальвания менее хорошо развиты, чем соседние, и те и другие образовались одновременно.

Судя по характеру общего смещения стенок, которое наблюдается у заполняемой трещины, можно прийти к выводу, что главное направление давления было приложено внутри тупого угла, образованного поверхностями скальвания s' и s'' , и в плоскости, перпендикулярной к оси b .

Ось вмещающего кристалла (на рис. 64 показанная вертикальной стрелкой) рассекает пополам тупой угол между s' и s'' ; волнистое погасание, грубо параллельное оси кристалла, связано с тонкими призматическими трещинами, которые также указывают на ориентировку давления приблизительно перпендикулярно к ab .

Ориентировка строения в целом может найти удовлетворительное объяснение с точки зрения гипотезы трещин (стр. 114). Допустим, что ориентированное давление действует приблизительно перпендикулярно ab , что кристаллографическая ось зерна приблизительно параллельна направлению давления. Уже на ранней стадии происходит расщепление зерен на тонкие призматические иголки, затем развиваются две трещины скалывания, располагающиеся под углом к направлению давления и контролируемые, вероятно, до некоторой степени ориентировкой плоскостей ромбоэдра во вмещающем зерне. Дальнейшее движение, сопровождающееся образованием трещин, легче всего происходит вдоль этих поверхностей скалывания, но одна из них более благоприятна для возникновения такого движения. В пределах сферы влияния благоприятной поверхности мелкие обломки отрываются от главного зерна и изменяют ориентировку таким образом, что их кристаллографические оси становятся приблизительно параллельными одному из двух направлений скалывания. Как указывает Зандер, на этой стадии играет важную роль первоначальная пространственная ориентировка (в этом случае оси иголок параллельны кристаллографической оси). В дальнейшем ее значение уменьшается, но никогда нельзя пренебрегать им. Подавляющее большинство иголок ориентируется параллельно наиболее часто проявляющейся и резко выраженной поверхности s'' . Остальные параллельны s' . Перекристаллизация иногда сопутствует скалыванию, а иногда развивается позднее. Она заметно ограничивается зонами скалывания, и по этой причине ее можно рассматривать как пример перекристаллизации отпуска. Применение гипотезы разрыва не допускает, однако, такого предположения, так как эта гипотеза исключает скольжение. Если принять противоположную гипотезу — перекристаллизацию под действием нагрузки, то возникает вопрос: почему вмещающее трещину зерно не перекристаллизовано в той же степени, как и разорванные зерна в трещине? Можно предположить, хотя предположение — еще не решение проблемы, что по трещинам растворы могли проникать с большей легкостью, чем в ненарушенные части раздробленного вмещающего зерна; таким образом могла осуществляться избирательная перекристаллизация. Первоначально удлиненные зерна, участвующие в запол-

нении трещины, вследствие перекристаллизации под нагрузкой изменяли свою форму на изометрическую, без существенного изменения ориентировки решетки, когда во вмещающем зерне происходили только очень незначительные изменения или же оно вообще не изменялось.

Во втором примере (стр. 55) трещины, вместо пересечения их в b , как в предыдущем примере, пересекаются в оси a , но, несомненно, также представляют трещины скалывания. Так как никаких достоверных данных об углах между кристаллографическими осями зерен и трещинами скалывания для отдельных зерен нет, то нечего и пытаться применять здесь гипотезу трещин. Трещины в удлиненных зернах кварца указывают, однако, что эти зерна разрывались скорее под действием скалывания, чем растяжения. Они отличаются постоянными соотношениями ориентировки с осями удлинения кварца, но не зависят от ориентировки решетки. Значение этого соотношения непонятно. Дальнейшие подробности относительно сопряженности их с трещинами ac и с поверхностями скалывания, параллельными оси b , остаются неизвестными. Замечательно, что они параллельны косым поясам осей кварца, рассмотренным на стр. 121. Дальнейшие пояснения читатели найдут в следующей главе.

Поперечные трещины

Ориентировка трещин ac и bc была описана на стр. 55. Трещины ac представляют важный тип по причине их распространенности и одинаковой ориентировки, приблизительно перпендикулярной как к линейности, так и к сланцеватости. Они представляют трещины растяжения, так как: 1) признаки соответствующих движений наблюдаются только на поверхностях s , приблизительно перпендикулярных к ним, 2) расположение их в пространстве сравнительно неправильное и редкое по сравнению с распределением поверхностей скалывания. Хотя Зандер [105] указывает, что они перпендикулярны к структурной оси b , но это не соответствует опыту многих других исследователей, так как отклонения до 10° , повидимому, могут считаться скорее правилом, чем исключением. Как следует из отношений, описанных для рис. 68, трещины ac , повидимому, могут развиваться позднее главной деформации. Если бы движение, параллельное оси a , было одновременным с развитием трещин ac в зернах, резкая ориентировка последних была бы, вероятно, не столь заметной вследствие перемещения самих зерен. Эти трещины ac могут указывать на конечную фазу деформации, именно на „ослабление“ упругого напряжения, параллельного оси b , выражающегося в появлении разрывов растяжения, приблизительно перпендикулярных к b .

Подтверждение этой идеи мы находим в работе Кенигсбергера и Хунгерера (стр. 75 и 86). Эти авторы иллюстрируют геологическое значение своих экспериментов на образце горной породы, сложенной в складки (см. рис. 130). Форма складок наводит на мысль о прямом сходстве их со складками, полученными при опытах над смятием в складки материалов (рис. 95), так как в последнем случае образовались две различающиеся по кривизне складки, перпендикулярные одна к

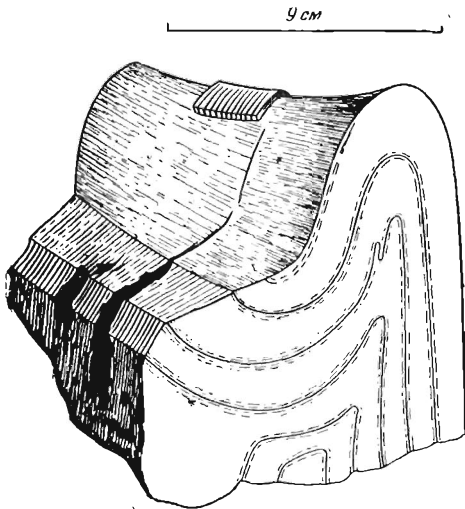


Рис. 130. Зарисовка образца плейчатого гнейса, изображающая седловидную или поперечную складку, резко выраженную линейность и поперечные трещины. По Кенигсбергеру [66].

другой; исследователи показали, что сложные складки данного типа могут развиваться либо как временные обратимые формы (в обычной резинке), либо как остаточные флексуры (в воске, металлах). Здесь как бы перекидывается мост между упругой и остаточной деформациями. Этими наблюдениями подтверждается вероятность одновременной обратимой и остаточной деформации в горных породах, вытекающая также и из других данных (стр. 153). Их соотношения можно демонстрировать на примере образца, изображенного на рис. 130. Плоскости отдельности, приблизительно перпендикулярные к линейности, представляют трещины растяжения ac и параллельны оси седла и крыльям складки.

В подвергающейся складчатому процессу горной породе, существование седловидных складок является, следовательно, одним из признаков продольного укорочения, с чем согласуется наличие трещин ac . Они не обязательно должны быть выражены так резко, как на рис. 130, и можно себе представить, что если трещин ac много, то их принадлежность к данному типу нелегко установить. Кроме того, размеры зависят от мощности и радиуса кривизны главной складки и, как в примере со сминаемым листом бумаги, седловидная складка может быть совсем незаметной. Силы, стремящиеся ее образовать, вызывают упругую деформацию породы, которая и выражается разрывами в форме трещин ac . На

необратимость деформации, вызываемой теми же силами, указывает сохранность самой складки. Дальнейший разбор деформации, параллельной осям складок, можно найти на стр. 183.

Трещины ВС представляют выражение растягивающих усилий, развивающихся в направлении, примерно перпендикулярном оси *a*. В отличие от трещин *ac*, их наклон к *a* постоянен, указывает направление движения (рис. 69). Трещины *bc* несколько опрокинуты назад относительно направления движения, как это хорошо известно из полевых наблюдений над сбросовыми зонами, кулисообразными жилами и т. д. Поверхности скольжения *ab*, которые пересекаются трещинами *bc*, являются гладкими на ощупь в направлении движения и грубыми, шероховатыми в противоположном направлении.

В деформированных слоях конгломератов трещины ВС развиваются в гальках. Эти трещины также „опрокинуты“ назад относительно движения, и их следует обязательно отличать от трещин *ac*. Это может быть сделано только там, где установлены направления осей строения *a* и *b*. Возрастные соотношения этих типов трещин, повидимому, не изучены. Зандер не делает нигде ссылок на трещины, которые здесь определены как трещины ВС. Рис. 15, на котором, повидимому, мы имеем как раз такой случай, объясняется им как следствие остаточной ориентировки (стр. 114). Положение показанного на этом рисунке максимума полюсов спайности, однако, точно согласуется с обычным положением трещин ВС, и, следовательно, очень легко представить, что листочки слюды здесь участвуют в строении, обусловленном перекристаллизацией, ростом или новообразованием минералов в том веществе, которое выполняет трещины растяжения ВС.

Признаки растяжения

Одним из способов, которым может развиваться линейность (стр. 179), является удлинение структурных элементов горной породы. Деформированные раковины, растянутые гальки в конгломератах и линейности на плоскостях скольжения представляют наиболее веские доказательства этого. Из трех примеров деформированных окаменелостей, приводившихся в гл. II (стр. 45), в двух констатировано удлинение, параллельное линейности, для третьего случая (поперечнослоистого песчаника) дано слишком общее описание этой горной породы, чтобы можно было заключить что-либо на этот счет.

В примере с брахиоподой, описанном Биллингсом и Шарпом, интересен факт удлинения по оси b , в связи с чем возникает спорный вопрос. Из простирания осей складок параллельно линейности и т. д. и из наличия типичного пояса ac для осей кварца (рис. 48) следует, что удлинение здесь нельзя объяснить с помощью предположения о каком-либо общем движении, параллельном линейности. Более интенсивное движение, параллельное a наряду с вращением около b , должно было бы, повидимому, разрушить раковину. Возможно, однако, что если кварц подвергался субмикроскопическому раздроблению в соответствии с представлениями гипотезы разрыва, то движение очень тонких осколков около b могло и не вызвать видимого нарушения очертания раковины. Это объяснение, таким образом, зависит от предполагаемых размеров обломков, участвовавших в движении, точнее, отношения их размеров к величине раковины. Очевидно, эту проблему еще нельзя считать решенной.

Признаки растяжения, устанавливаемые по параллельной вытянутости галек конгломератов, могут вызывать гораздо больше сомнений, чем признаки деформированных окаменелостей, так как, вообще говоря, первичная форма галек остается неизвестной. Мало вероятно, однако, чтобы сигарообразные гальки, наблюдающиеся во многих деформированных конгломератах, имели первоначально такую форму с резко отличными размерами в разных направлениях. Наблюдения над морскими галечниками и не подвергавшимися деформации конгломератами указывают, что в них как, исключение, находится галька совершенно такой же неправильной формы. Изучения ориентировки тектонитов, содержащих удлиненные гальки, не производилось. Наблюдающиеся в поле соотношения рассматривались автором [35], который установил, что удлинение галек направлено главным образом параллельно осевым линиям складок. Эти параллельно удлиненные гальки обуславливают „сверхлинейность“ породы, строго параллельную линейности, существующей в строении цемента. Происхождение ее представляет проблему, аналогичную проблеме окаменелостей, растянутых параллельно оси b , и будет рассмотрено в следующей главе (стр. 179).

Третье принципиальное доказательство растяжения — линейность, параллельная главному направлению движения на плоскостях скольжения, также возможно оспаривать, поскольку линейность может изменяться под влиянием позднейших процессов роста, перекристаллизации или минерального новообразования. Хотя с этой точки зрения проблема не рассматривалась, вероятнее все-таки предположить, что эти процессы должны либо подчеркивать, либо вести к уничтожению

уже существующей линейности (возможными изменениями в ориентировке решетки мы в данном случае пренебрегаем). Сами по себе полевые наблюдения над внешним видом многих резколинейчатых поверхностей скольжения почти не указывают на эти последующие явления роста или перекристаллизации. Действительно, во многих из них настолько резко выражен катаклиз (зоны с глинистой примазкой и т. д.), что материал даже является рыхлым; поэтому очень вероятно, что растяжение, параллельное направлению движения на таких поверхностях, которое обнаруживается в линейности, является при этом нормальным условием; дальнейшие пояснения так же, как относительно двух предыдущих типов растяжения, отнесены в следующую главу.

Признаки вращения

Пространственная ориентировка изолированных удлинённых зерен кварца, включённых в кальците, даёт возможность предположить, что в тектонитах происходило вращение элементов (рис. 10). Включения в метакристаллах также дают указание на явления подобного рода и, кроме того, позволяют выяснить знак направления вращения (рис. 62). В тех случаях, когда *si* состоит из прямых параллельных линий включений, прерываемых *se*, это значит, что вращение метакристаллов происходило после их образования. Когда же наблюдаются *S*-образные линии включения, то нужно предположить, что вращение происходило во время роста метакристаллов. Эти соотношения представляются наиболее надёжными признаками, на основании которых можно установить в тектонитах последовательность процессов новообразований и движений. На рис. 62 (б) изображены метакристаллы, развитие которых предшествовало их вращению: на рис. 62(в) рост их и вращение происходили одновременно.

Стадии развития *S*-образного *si*-строения (рис. 62в): в идеализированном виде изображены на рис. 131 и почти не требуют пояснений. Хорошо выраженные *S*-образные кривые характеризуются постепенно уменьшающимся от ядра к периферии метакристаллов радиусом кривизны: это, вероятно, зависит от соотношения линейной и угловой скоростей в ходе их роста. Если предположить, что линейная скорость относительного движения в некоторой поверхности *s*, содержащей метакристалл, постоянна, то угловая скорость последних должна уменьшаться по мере увеличения диаметра, что и выражается в уменьшении радиуса кривизны слоев *si* по направлению от центра к периферии. Этот эффект усложняется колебаниями в скоростях роста метакристаллов;

увеличение скорости роста должно уменьшить угловую скорость в большей степени, чем уменьшение скорости роста. На конечный результат точно так же будут влиять изменения линейной скорости роста. В действительных примерах, однако, наблюдающийся эффект можно относить за счет одного уменьшения угловой скорости. Несколькими исследователями предпринимались попытки при помощи этих S-образных кривых оценить абсолютное перемещение на поверхностях s .

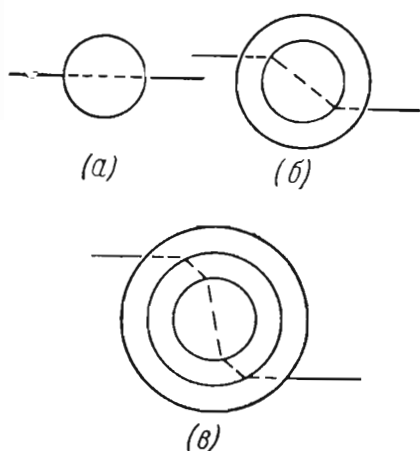


Рис. 131. Развитие S-образных кривых цепочек включений в метакристаллах. Рисунки (а), (б) и (в) показывают последовательные стадии, во время которых рост метакристаллов сочетался с их вращением.

изгибом, то вращательное движение на противоположных крыльях складки будет противоположно по знаку. Таким образом, без учета этого фактора всякий расчет может оказаться несостоятельным.

Способность к расширению в тектонитах

Принцип расширения был применен к деформации и перекристаллизации горных пород Зандером [108] и Мидом [78]. Хотя этот принцип прилагался строго только к рыхлым, зернистым агрегатам, весьма соблазнительно распространить его и на тектониты. Этот принцип можно хорошо понять, если пройти по мокрому песку какой-либо песчаной отмели. С каждым шагом вокруг ступни появляется „сухая“ площадка, а под подошвой оказывается „мокрая“ площадка.

Шмидт [112a] оценивает его коэффициентом 3, т. е., иначе говоря, абсолютное движение в некотором слое толщиной n равно, по Шмидту, $3n$. Бекке [13] для одного изученного им примера указывает величину коэффициента, равную 5,6. Независимо от того, что совпадение в этих оценках может оказаться случайным, их результаты, бесспорно, указывают на порядок величин и реальность вращения при образовании тектонитов. Следует добавить к этому, что при каких бы то ни было попытках использовать подобный метод для количественных измерений обязательно должна учитываться складчатость. Если образование складок обусловлено S-образным

Через несколько секунд после того, как давление ступни прекратилось, различие между сухим и мокрым участками исчезает. Рассмотрение этого явления показывает следующее: песчинки в песке обычно обладают плотной упаковкой, или, иначе говоря, объем междузерновых пространств, или пор, между ними является минимальным; сжатие нарушает это расположение, что сопровождается увеличением пор в песке под ступней и, следовательно, меняется объем материала, подвергающегося сжатию. Так как первоначально в песке было количество воды, как раз необходимое для того, чтобы поры были заполненными, то теперь происходит уменьшение давления жидкости, и вода устремляется из окружающих несжатых участков, для того чтобы восстановить равновесие; таким образом создаются „сухие“ площадки вокруг следа. Зандер и Мид предполагают, что жидкую и твердую фазы зернистых агрегатов в случае деформированных пород можно сравнить с более и менее податливыми составными частями этих агрегатов, как, например, кварц и кальцит, с некоторым количеством собственно жидкой фазы. Таким образом, движение менее податливого материала может в весьма значительной степени усиливаться благодаря упомянутому увеличению объема. Интенсивность перемещения, однако, в значительной мере будет изменяться в зависимости от величины внешнего общего всестороннего давления. Зандер предполагает, что при большом внешнем давлении движение будет ограничиваться внутризерновыми поверхностями, и так как эффект увеличения объема зависит от межзерновых движений, то давление для него будет неблагоприятным. Хотя мы не имеем экспериментальных данных для связанных кристаллических агрегатов, которые можно было бы подвергнуть критическому рассмотрению с этой точки зрения, тем не менее увеличение объема представляется принципом, вполне заслуживающим внимания и приложения.

Перекристаллизация

Разделение процессов перекристаллизации¹, происходящей в тектонитах, на перекристаллизацию „нагрузки“ (псевдовязкое течение) и перекристаллизацию отпуска представляет трудную задачу. В условиях эксперимента эти два типа могут быть легко различимы, так как здесь можно от-

¹ Мы не пользуемся здесь термином *миметическая кристаллизация* который применяют Нопф и Ингерсон [65], считая его слишком неясным и не охватывающим особенностей перекристаллизации отпуска (отжига) и перекристаллизации под нагрузкой. Термин *Abbildungskristallisation* Зандера приблизительно равнозначен термину *миметическая кристаллизация*.

дельно изучать и контролировать факторы, чрезвычайно изменчивые в геологической обстановке: внешнее всестороннее давление, ориентированное давление, температуру, время действия растворителей. В качестве примера сошлемся на ориентировку тектонитов, представленную на рис. 43—46, где почти незаметны различия в ориентировке перекристаллизованных и неперекристаллизованных частей, участвующих в одном и том же строении. Эту ориентировку, по аналогии с экспериментальными данными по псевдовязкому течению гипса (стр. 95), можно рассматривать как следствие перекристаллизации, происшедшей под действием нагрузки, предшествующей деформации; с другой стороны, возможно рассматривать эту ориентировку как возникшую на ранней стадии перекристаллизации отпуска, когда температура еще не достигла того значения, при котором она вызывает существенные изменения в ориентировке. Например, оказалось, что отпущенный ангидрид сохраняет частично свою ориентировку решетки до температуры 600° С (стр. 95). Однако в данном случае нельзя провести аналогии с каменной солью, которая иногда подвергается быстрой перекристаллизации и утрачивает большую часть ориентировки при низких температурах (стр. 94). Связано это прежде всего с тем, что кристаллическая структура каменной соли гораздо проще, чем структура силикатов и карбонатов, входящих в состав тектонитов. В общем, для каждого данного минерала, находящегося под действием ориентированного давления и при высоких температурах, перекристаллизация отпуска кажется более возможной по сравнению с перекристаллизацией под нагрузкой. Деформация может сопровождать перекристаллизацию или предшествовать ей. Остается пожелать, чтобы при дальнейших экспериментах было установлено, действительно ли различие между этими двумя типами перекристаллизации настолько велико, чтобы его можно было распознать при помощи тех методов, которыми геологи определяют значение температуры и бокового давления. Уже определенно установлено, что плавление не играет никакой роли при перекристаллизации и того и другого типа (стр. 95), и задача, таким образом, по крайней мере в некоторой степени, упрощается. Иной подход к решению этой проблемы представляет метод анализа перекристаллизации, предложенный Бэйном и основанный на степени неправильности ограничений зерен (стр. 45). Возможности этого метода еще мало использованы в настоящее время. Пространственная ориентировка, возникающая при перекристаллизации отпуска (отжига), по видимому, может выражаться в различных формах, насколько мы можем судить об этом по имеющимся в

настоящее время экспериментальным работам. Это обстоятельство, вероятно, может быть связано с различиями структуры кристаллов, подвергающихся перекристаллизации. Кристаллический габитус большинства металлов изометричен, и их строение отжига отражает эту особенность (рис. 92). Напротив, кристаллический габитус подавляющего большинства минералов, встречающихся в тектонитах, не изометричен, и можно заранее предсказать, что строение „отпуска“ в горных породах должно характеризоваться неодинаковостью формы зерен и, вероятно, их различной пространственной ориентировкой. Это предположение до некоторой степени подтверждают известные эксперименты с камфорой и льдом, сделанные Таманном и Дрейером (стр. 94), при которых в конечную стадию отжига развивались анизометрические зерна. Строение отпущенного кальцита, полученное Ринне и Буке (стр. 96) и описанное ими как равномернозернистое, не означает еще, что результатам Таманна и Дрейера не следует верить, так как кальцит представляет характерно анизометрический минерал, и, может быть, при статистических исследованиях вывод о равномерной зернистости структуры не нашел бы подтверждения.

Поскольку при опытах Ринне и Буке применялась высокая температура (1200° С), то утрата двойниковых пластинок хотя и может иметь известное значение, но непосредственно не представляет аргумента, которым можно воспользоваться. Эти двойники деформации очень легко вызвать, но они с такой же легкостью исчезают при тех температурах, какие применялись при опытах. Для того чтобы получить данные, практически важные для изучения тектонитов, необходимо произвести опыты с исчезновением двойников при температуре менее 500° С. Изучение двойников деформации должно так же охватывать влияние перекристаллизации под действием нагрузки. Эксперименты Григгса (стр. 96), вероятно демонстрирующие именно этот тип перекристаллизации, показывают, что течение мрамора почти совершенно не сопровождается двойникованием в отличие от обильного развития двойников при течении, вызванном скольжением. Поведение кальцита в тектонитах, в свете этих разноречивых экспериментальных данных, является, таким образом, весьма запутанным вопросом.

Вероятный случай перекристаллизации отпуска, для которого, однако, структурно-петрографические данные еще не сообщены, был описан Куком [29] из Новой Шотландии. Метакристаллы селенита, не имеющие никакой ориентировки, встречаются в слоях гипса, в зонах с отчетливыми признаками смятия; вне этих зон, в породах той же формации

упомянутые крупные кристаллы отсутствуют. Характер селенита, не обнаруживающего никаких признаков деформации, указывает на посттектоническую перекристаллизацию при „отпуске.“

Возвращаясь к проблемам, связанным с псевдовязким течением, следует заметить, что металлургическая практика в этом вопросе почти не дает существенных данных. Связано это с тем, что металлурги до последнего времени не интересовались этим типом деформации. Значительно лучше дело обстоит с перекристаллизацией отжига, для познания которой мы заимствуем из металлургии все основные данные. Текучесть свинца, как предполагают, обусловлена межзерновыми движениями (стр. 95) и представляет один из немногих примеров, иллюстрирующих псевдовязкое течение. Как в случае минералов, например гипса, который до начала опытов и после псевдовязкого течения не обнаруживает заметных пространственных кристаллографических изменений (рис. 114-115), так и в случае свинца происходящее незначительное (менее 1%) укорочение образцов может быть объяснимо только межзерновым приспособлением.

Если, однако, учесть масштабы геологического времени, то становится очевидным, что таким путем могут произойти заметные изменения как в пространственной ориентировке зерен, так и в ориентировке решеток. При этом изменения в ориентировке решеток могут быть особенно значительными для анизотропных кристаллов. Предполагая, что ориентировка их контролируется принципом Рикке (стр. 95), не трудно предвидеть природу пространственного размещения зерен, связанного с псевдовязким течением. Можно ожидать надстройку и развитие кристаллов перпендикулярно к направлению укорочения, что может быть обусловлено тенденцией зерен при их развитии подчиняться существующим плоскостным и линейным структурам. Другое дело — предсказать, какой будет ориентировка решетки, которая развивается в процессе перекристаллизации под нагрузкой. Хорошо установлены колебания в растворимости по направлениям различных граней кристаллов, свободных от действия ориентированных усилий, причем наиболее резко они выражены для анизотропных кристаллов. Приложение небольшого одностороннего давления (побудительный фактор псевдовязкого течения) должно только ускорить этот процесс вследствие увеличения скорости растворения вещества на подвергшихся ориентированному давлению поверхностях. В агрегате беспорядочно ориентированных зерен для кристаллов с определенной ориентировкой может проявиться тенденция к увеличению за счет других; в случае полного исчезновения

последних в перекристаллизованных зернах наряду с избирательной ориентировкой решетки может возникнуть и некоторое определенное пространственное расположение их. Весьма вероятно, что характер такой избирательной ориентировки решетки будет зависеть в огромной степени от первоначальной ориентировки, т. е. никакого постоянного типа ориентировки решетки при перекристаллизации под нагрузкой не должно получаться. До тех пор, однако, пока мы не будем иметь достаточных экспериментальных данных по псевдовязкому течению монокристаллов и кристаллических агрегатов, повидимому, бесполезно распространяться о гипотетических деталях ориентировки.

Предполагаемая роль перекристаллизации в деформированных породах обсуждалась на протяжении многих лет. Бекке [13] и Ван-Хайз [132], независимо один от другого, предположили, что сланцеватость возникает вследствие перекристаллизации пластинчатых минералов, которые при этом располагаются параллельно друг другу и перпендикулярно к направлению сжатия, — точка зрения, которую впоследствии поддерживало множество других исследователей, в частности, как объяснение осевой плоскости сланцеватости (стр. 188). Такая перекристаллизация, вероятно, должна соответствовать условиям описанного здесь псевдовязкого течения, так как наиболее замечательную особенность последнего и представляет пространственная ориентировка.

Хотя такой механизм развития кристаллизационной сланцеватости, как перекристаллизация под нагрузкой, и может быть допущен для пластинчатых минералов, однако он не может рассматриваться как объяснение для процесса формирования кристаллических сланцев вообще. Многие из них содержат в своем составе больше кварца, чем слюды, и, следовательно, необходимо учитывать ориентировку решетки кварца. В подавляющем большинстве случаев происхождение этой ориентировки не установлено, причем все имеющиеся на этот счет гипотезы в большинстве своем основаны на представлении о разрыве и скольжении, а не на представлении о перекристаллизации.

Точно так же и ориентировка слюды отчасти обусловлена трансляцией. Таким образом, все известные в этой области исследования показывают, что представление о перекристаллизации под нагрузкой не дает ни универсального решения общей проблемы деформации горных пород, ни даже решения частной проблемы происхождения сланцеватости (стр. 188).

„Гранулитовые“ гнейсы, в которых кварц ориентирован в косые пояса в отличие от обычных *ас* поясов (рис. 2), образовались, по предположению Зенга [121], [122], путем

псевдовязкого течения. Эти пояса в них действительно трудно объяснить с точки зрения гипотезы разрывов, и предположение Зенга находило в этом свое оправдание. Однако косые пояса „гранулитов“ все-таки невозможно в настоящее время связывать с псевдовязким течением. Зенг предполагает далее, что перекристаллизация создает в них благоприятные условия для сегрегации минералов, которая в свою очередь зависит от различий в их поверхностной энергии.

Кварц и полевые шпаты, имеющие низкую поверхностную энергию, почти не обнаруживают тенденции к сегрегированию; биотит, с другой стороны, имеет большую поверхностную энергию и стремится освободиться из тесной ассоциации с кварцем и полевым шпатом. Полосчатость, выраженная в минералогическом составе, по мнению Зенга, представляет результат подобной миграции материала путем растворения и переотложения в условиях псевдовязкого течения.

Термодинамический подход, несколько сходный с этим, недавно был применен Горансоном [42b] для объяснения сланцеватости. Перекристаллизация под нагрузкой обуславливает, по его мнению, и „стрессовую структуру“ строения, развивающуюся вследствие усиленного растворения вещества на поверхностях, подвергающихся действию бокового давления (обладающих наибольшей свободной энергией) и переотложения его на свободных от действующих усилий плоскостях (с наиболее низкой свободной энергией). Эти направления можно определить на основании структурно-кристаллографических предпосылок; так, например, слюда имеет наибольшую свободную энергию по направлению спайности (наиболее быстрое растворение) и наименьшую свободную энергию перпендикулярно к спайности (наиболее быстрое отложение); спайность слюды будет, следовательно, располагаться перпендикулярно к направлению действующего давления. Как и в случае построений Зенга, пока еще невозможно связать эту термодинамическую гипотезу с ориентировкой решеток в тектонитах, обладающих сланцеватостью, а окончательное решение не может основываться на одной только пространственной ориентировке, как бы резко она ни была выражена. Весьма показательно сравнение ориентировки, приписываемой перекристаллизации под нагрузкой в „гранулитовых“ гнейсах, с ориентировкой в полого залегающих сланцах и гнейсах вообще. Подобное сравнение было произведено на образцах из формации Шусвэп в Британской Колумбии. На основании полевых исследований Дели [29] описал эти кристаллические сланцы и гнейсы как типичные продукты „статического“ метаморфизма или перекристаллизации

под нагрузкой, причем это слово употребляется им для того, чтобы подчеркнуть отличие от динамического метаморфизма, характерного для интенсивно сплюснутых пород. Предварительное структурно-петрографическое изучение, произведенное Джилюли [42], обнаружило пояса *ас* для осей кварца и полюсов спайности слюды, ничем не отличающиеся от поясов в тектонитах, происхождение которых связывается с динамическим метаморфизмом.

Никаких признаков косых поясов, характеризующих „гранулитовые“ гнейсы, нигде для этих пород не было отмечено. Сходные результаты получил Тернер [130] при исследовании полого залегающих тектонитов из Новой Зеландии.

Вообще говоря, принимаемые лишь в качестве „дактилоскопического“ признака различия в ориентировках кварца в данном случае являются более надежными и наглядно показывают, к каким ошибкам приводит необдуманное пользование терминами *статический* и *динамический*.

Новообразование минералов

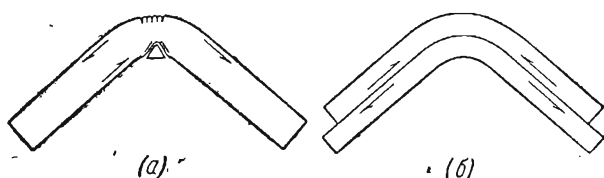
Новообразование минералов в той мере, в какой оно сопредельно с проблемами деформации, перекидывает мостик между отраслями петрологии, изучающими, с одной стороны, структуру, а с другой — состав горных пород. Данные Клера (стр. 45) указывают на характер тех проблем, которые надлежит еще разрешить в этой области, а также на то, как мало еще в ней сделано до сих пор. Новообразование сидерита, замещающего кальцит в одном примере, и магнетита, замещающего более ранний магнетит — в другом, представляет случай, когда мы имеем дело с веществами, однородными в структурно-кристаллографическом отношении. Поэтому не является неожиданным частичное сохранение ориентировки решетки кальцита и раннего магнетита вновь кристаллизующимся сидеритом и поздним магнетитом соответственно. Эту унаследованную ориентировку нелегко отличать от первоначальной ориентировки, и это можно сделать только лишь путем полевого изучения взаимоотношений.

Ориентировка вследствие роста, связанная с этими новообразованиями, не зависит от деформаций, и хотя это уже выходит за пределы настоящей работы, мы должны подчеркнуть тесную связь ориентировок, происшедших совершенно различными путями. Дальнейшие подробности о строениях, образованных при росте кристаллов, можно найти в одной из работ автора [35а].

Об ориентировке новообразованных минералов тектонитов, различающихся по кристаллографическим структурам, точных данных пока неизвестно. Парами таких минералов в тектонитах можно считать, например, роговую обманку и хлорит, плагиоклаз и кальцит и т. д. Отношения их касаются деформации пород только в той мере, в какой может развиваться унаследованная ориентировка, способом, подобным описанному выше для пар минералов с одинаковыми в кристаллографическом отношении структурами. Следует подчеркнуть, однако, что при изучении ориентировки решеток, получившихся при новообразовании минералов, которые мы затронули только слегка, вероятно, будет получено много новых замечательных данных.

Складки и складчатость

Классификация. Для того чтобы объяснить ориентировку минералов пород, сложенных в складки, желательно иметь генетическую классификацию тех типов складок, которые



Р и с. 132. (а) — изгиб нерасслаивающейся призмы; (б) — изгиб расслоенной призмы. С некоторым изменением по Тромпу [128].

наиболее обычны в тектонитах. Как недавно показали детальные исследования Тромпа [128], эти складки принадлежат только к некоторым из тех многочисленных типов, которые вообще известны в тектонике. Классификация, которая обнимала бы все искривленные поверхности, явно необязательна, и мы приводим нижеследующую упрощенную схему.

1. *Складки изгибания* или *флексурные складки* представляют преобладающий тип складок в деформированных породах и могут развиваться как в расслоенном, так и в нерасслоенном материале. В последнем случае, который показан на рис. 132, развиваются разрывы вследствие растяжения в перегибах сводов складок и трещины скалывания в сгибах. Первый тип, изображенный на рис. 132 (б), развивается, сопровождаясь скольжением между слоями. Оба типа возникают всегда, когда боковое давление приводит прежде всего к сокращению. Вследствие слоистости большинства осадков тип (б), вероятно,

имеет большее значение в геологии, чем тип (а). На противоположных сторонах расслоенной или ламинарной флексурной складки мы имеем взаимно противоположные направления скольжения, а в перегибе свода и по касательным амплитуда сдвига уменьшается до нуля.

Если принять, что слои строго согласны, то разграничивающие их поверхности обнаружат одинаковые амплитуды сдвига. Поверхности скольжения параллельны складке, и никакого утолщения или уменьшения мощности слоев в результате деформации не получается. Эмпирическими наблюдениями установлено, что размеры рассматриваемых складок изгибания зависят от мощности и протяженности отдельных слоев; именно, крупные складки образуются в случае более мощных слоев, чем складки меньших размеров, как это превосходно иллюстрируют мелкие складки волочения в тонких податливых слоях, перемежающихся с относительно более мощными слоями неподатливого материала (рис. 134 (а)). Это эмпирически выведенное отношение может быть названо законом способности к образованию складок при изгибании. В этой связи может быть полезна следующая выдвинутая Смолуховским [123] гипотеза, относящаяся к деформации упругого изгиба. Тонкая металлическая полоса или прут, если их сжимать вдоль (по оси), будут образовывать ряд упругих складок, имеющих ту или другую длину волны, в зависимости от ее формы и упругих свойств материала. Длина волны или величина складки увеличивается пропорционально третьей степени толщины пластинки.

Это и есть, таким образом, закон способности к образованию складок для чистого упругого изгиба, подобный такому же закону для остаточного изгиба. Его вероятное значение заключается в том, что он указывает на одновременность упругой и остаточной деформаций при образовании всех складок изгибания. Хотя изгиб сохраняет свою форму, остающиеся упругие напряжения, в случае, если будет превышен предел упругости, могут привести к образованию поперечных разрывов. Об этих и других явлениях, находящихся в связи с упругой и непрерывной деформациями, уже говорилось ранее.

2. *Складки скальвания.* Предыдущие рассуждения о свойствах складок изгиба, большей частью не требующие доказательств ввиду их ясности, были необходимы и для правильного понимания складок скальвания. Складки скальвания образуются в тех случаях, если в каком-нибудь слоистом материале, испытывающем скальвающие усилия, все плоскости и направления движения не параллельны слоям и, следовательно, поверхности скальвания больше пересекают

слои, чем идут параллельно им. Шмидт [117] недавно особо выделил складки этого типа, назвав их „Gleitbretterfalten“. Годом раньше складки, образовавшиеся подобным способом, были описаны Беккером [14]. Они могут быть двух типов, как это видно из рис. 133. Фигура (а) этого рисунка представляет серию узоров, нарисованных на торце кипы тонких листов картона. В случае, представленном на фигуре (б), листы скользили один по другому равномерно, таким образом,

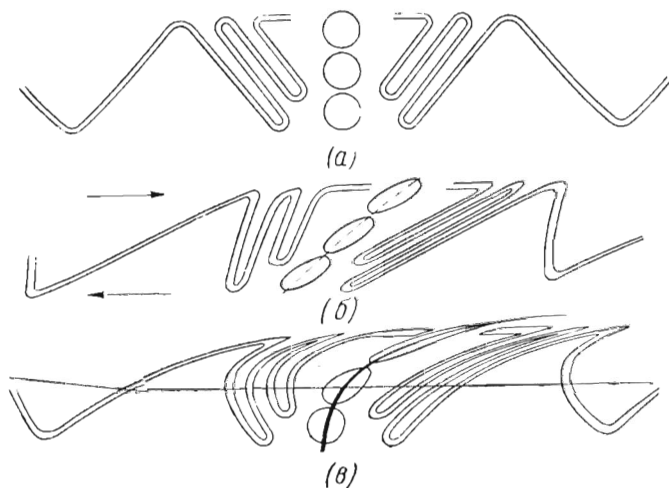


Рис. 133. Развитие складок скальвания: (а)— первоначальная картина; (б)— гомогенные нарушения; (в)— общий случай гетерогенного нарушения, которое в данном примере выражается возрастающей снизу вверх амплитудой сдвига. По Зандеру [105].

что прямые линии оставались прямыми, а плоскости — плоскостями. Относительное движение, указанное стрелками, не симметрично к расположению узоров. Сравнение с фиг. (а) показывает, что здесь не произошло искажения прямых линий и не образовалось никаких кривых, которые бы не существовали ранее. Круги, изображенные на фиг. (а), превратились в эллипсы (б). Форма кривых, изображенных на фиг. (а), изменилась, а расстояния между параллельными линиями стали иными (утолщение и утонение слоев). Движение в соседних поверхностях изменяется по закону линейной функции, которую отражает прямая линия, проходящая через центры всех трех эллипсов.

В случае, изображенном на фиг. (в), мы имеем неоднородную деформацию, которая представляет в сравнении с фиг. (б)

более общий случай. В любой из поверхностей скальвания амплитуда относительного движения постоянна во всех точках (в отличие от складчатости изгибания). Движение двух соседних поверхностей, однако, происходит здесь не по закону линейной функции, а носит более сложный характер, который выражается жирной кривой линией, проходящей через центры искаженных эллипсов, фиг. (в). Параллельные прямые, изображенные на фиг. (а), в случае (в) превратились в кривые с резким изменением расстояния между ними (утолщения и утонения слоев). Ранее существовавшие кривые при такой неоднородной деформации либо расходятся, либо сближаются, в зависимости от их положения относительно поверхностей скальвания и направления относительного движения. В отличие от складок изгибания, поверхности скальвания не параллельны складке, и закон способности к складкообразованию теряет силу. В идеале складки скальвания состоят из слоев варьирующей мощности, которые толще в замках и тоньше на крыльях. Сжатие, необходимое для развития складок изгибания, отсутствует в случае складок скальвания. Это обстоятельство подсказывает естественный вывод, что складки подобного типа, но огромных масштабов, наблюдающиеся в орогенических поясах, нельзя отнести за счет сокращения земной коры. Подобные складки только дополняют общую картину складчатости изгибания.

3. *Складки податливых участков.* Третий класс складок, значение которого в сравнении с предыдущими двумя типами еще достаточно ясно не установлено, можно назвать складками податливых участков. Складки данного типа могут являться результатом движения масла или пены на воде, дыма в воздухе, расплавленного асфальта на шоссе, алевритовых слоев в дельтовых отложениях или, наконец, жидкой лавы на горном склоне. Материал таких складок играет такую же пассивную роль, как и в складках скальвания, но складки сами по себе возникают вследствие изгибания. Материал их во время течения не обладает ни прочностью, ни соответствующей жесткостью, и в данном случае, следовательно, законы сопротивления изгибанию не приложимы. Хотя и считают, что текучесть при деформации этого типа обычно подчиняется скорее законам вязкого течения, чем законам течения вещества в твердом состоянии (вследствие чего ее не следовало бы даже включать в круг вопросов, рассматриваемых нашей книгой), последние полевые наблюдения ставят под сомнение реальность подобного разграничения между течением в жидком и твердом состоянии. Бэйн [9] описал небольшие складки и смятия, относящиеся к типу складок „волочения“ в мраморах, которые имели ориентировку по

отношению к главным складкам, противоположную той, которую считают нормальной для таких складок. Различие это передано на рис. 134, где наряду с явным опрокидыванием небольших складок (фиг. б) синклинали обычно утолщаются, а антиклинали утоняются. Так как в данном случае нет оснований предполагать, что мрамор был жидким в то время, когда развивались структуры, то необходимо принять объяснение, основанное на теории течения в твердом состоянии.

К этой же категории, несомненно, принадлежат те сплюснутые и причудливо жилковатые текстуры гнейсов, которые, развиваясь при течении в твердой среде, все же не обнаруживают никаких специфических особенностей (расположение осей складок и т. д.), которые можно было бы связывать с господствующей региональной структурой. Кирк и Лэси [92] недавно описали структуры этого рода, затронув обширную литературу по данному вопросу. Ниже, на стр. 157, приводятся дополнительные сведения.

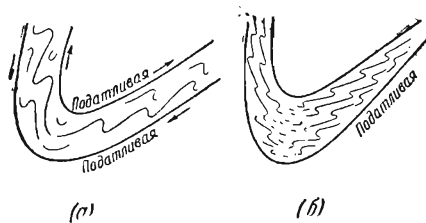


Рис. 134. (а) - нормальная складка волочения в относительно более податливом слое; (б) - складка течения.

Из структурной геологии *Невина*.

Объяснение. В начале мы рассмотрим уже описанную ориентировку минералов в складках, среди которых будут выделены как складки скалывания, так и складки изгиба или, наконец, смешанные типы. Вслед за этим мы кратко рассмотрим несколько других типов складок, для которых нет данных по ориентировке.

Кварцевую жилку, изображенную на рис. 70, вероятнее рассматривать как складку изгиба. Оси кварца ориентированы здесь примерно таким образом, как в случае роста кварца по направлению от стенок открытой или приоткрывавшейся трещины. Они не обнаруживают постоянного отношения к плоскости s_2 вмещающего филлита. Тончайшую структуру, наблюдающуюся в синклинальных перегибах жилы, можно было бы ожидать и для складок изгибания, связанных с катаклизмом. В сущности, изгиб образовался здесь вследствие внутризерновых движений без существенного изменения начальной кристаллографической ориентировки. Складки изгиба также характеризуются отсутствием значительных колебаний мощности жилы в замках и в прилегающих к ним крыльях.

К числу складок изгиба также должен быть отнесен пример рис. 71 --- 76. Несмотря на то, что отношение осей кварца к несмятым в складки слоям здесь совершенно от-

лично от того, что в случае кварцевой жилы, изображенной на рис. 70, оно тем не менее оказывается вполне определенным постоянным отношением, на что указывают отдельные диаграммы (рис. 72—76). Рассматриваемый слой не получает значительного увеличения или уменьшения мощности. Складку можно сравнивать со смятым куском длинношерстного меха, в котором волоскам соответствуют оси кварца. Если они все первоначально залегали параллельно направлению, которое характеризует сегмент R (рис. 74), то в результате складчатости они приобрели тот изгиб, который показан на диаграммах.

Ориентировку, изображенную на рис. 77, Зандер рассматривает как пример складки скальвания. Здесь мы имеем утолщения в перегибах отдельных слоев и хорошо выраженную плоскостную ориентировку двойниковых пластинок кальцита. Так как диаграммы осей не дано (а следовательно, ничего неизвестно о линии двойников скольжения), то эту складку с равным успехом можно отнести к числу первоначально вызванных изгибом. Последующие движения в осевой плоскости могли изменить существовавший до того изгиб без каких-либо внешне ощутимых нарушений. Рис. 79 и 80 передают ориентировку кварца и кальцита, по всей вероятности не связанную со складкой, изображение которой помещено внутри диаграммы. Это заключение, впрочем, справедливо только отчасти. Обогащенная кварцем внутренняя часть складки (покрытая точками на рисунке) не показывает утолщения и рассматривается Зандером как вызванная изгибом. Внешняя обогащенная кальцитом часть значительно утолщена и, кроме того, имеет некоторую осевую плоскость, положение которой не зависит от расположения кварца. Зандер рассматривает ориентировку кварца и кальцита как результат скальвающих напряжений, которые проявили себя после того, как путем изгиба образовалась первичная складка. Скальвающие усилия действовали в направлении, параллельном оси *a*. Кварц образует максимум I безотносительно к форме внутренней части складки. Вследствие этого скальвания пластинки кальцита ориентированы параллельно *ab* и внешняя секция первичной складки была смещена вправо не при изгибе, но в результате движения, параллельного *ab*. Объяснение Зандера очень заманчиво, но оно было бы более убедительным, если бы были определены линии скольжения в кальците.

По данным диаграмм, изображенных на рис. 24 и 25, которые уже рассматривались в связи с общей проблемой ориентировки кальцита, нами построена с целью обобщения диаграмма рис. 118. Если гипотезу, изложенную на стр. 101,

попытаться приложить к самой складке, то возникает вопрос: была ли сумма перемещений по двойникам скольжения, которые наблюдаются в кальците, достаточной для того, чтобы отнести образование складки за счет одного только скалывания, параллельного a ? На этот вопрос в настоящее время нельзя ответить. Можно предполагать, что в развитии складки мог играть некоторую роль нормальный изгиб (см. также рис. 77).

Ориентировка кварца и хлорита, показанная на рис. 81, вероятно, относится только к одному из крыльев складки, изображенной внутри диаграммы. Отсутствие данных по ориентировке кальцита делает картину неполной. Зандер не разбирает эту складку, а других данных, относящихся к ней, пока нет.

Рис. 78 представляет диаграмму для сплошной кварцевой жилы, осевая линия которой параллельна структурной оси b . Согласно Зандеру, это складка изгибания. Концентрация осей в a рассматривается им как остаточная ориентировка, связанная с ранее существовавшим поясом ac , а пояс bc — как развившийся позднее и вызванный движением, действовавшим приблизительно параллельно осевой плоскости складки. Зандер подчеркивает взаимно перпендикулярную ориентировку поясов ac и bc и предполагает, что оба они обусловлены одной и той же общей деформацией, при которой имело место перемещение осей деформации. Этот вопрос разобран дальше (стр. 184).

На рис. 82 изображена сплошная кварцевая жила с осевой линией, параллельной структурной оси b , рассматриваемая как складка изгиба. Ориентировка слагающего ее кварца ясно асимметрична относительно структурных осей. Хотя никакие интерпретации не согласуются с точными данными, этот пример тем не менее помещен здесь для иллюстрации асимметрической ориентировки, связанной со складкой.

Одним из типов складок изгиба, который еще совершенно не рассматривался в отношении ориентировки минералов, являются V-образные складки [Schoppfalten немецких авторов]. По причине их своеобразной характеристики они заслуживают особого упоминания. Шмидт [117] дал следующее их описание: 1) V-образные складки встречаются вложенными одна в другую и обладают размерами, колеблющимися от сантиметров до метров; 2) они имеют прямые крылья и резко изогнутые своды и перегибы; 3) осевые плоскости симметрии в малых складках, совпадают с осевыми плоскостями сопровождающих более крупных V-образных складок; 4) угол V обычно около 60° , но не более 90° ; 5) складки имеют малую протяженность по простиранию; 6) они наиболее

обычны в сводах складок изгиба; 7) ориентировка зерен различна на противоположных крыльях, но в каждом случае представляет зеркальное отражение другой, если их спроектировать на осевую плоскость симметрии; к этому можно добавить еще одну характеристику: 8) для данной степени сокращения V-образные складки имеют гораздо большую амплитуду, чем обычные складки изгиба. Как классический пример V-образной складчатости Шмидт приводит



Рис. 135. Смятые флексурные складки — „мертвые складки“. „Toifalten“, по Амффереру [2].

надвиги Лукманьера и Адула в Альпах. В этих областях V-образные складки развиты главным образом во фронтальной части надвига и, согласно Шмидту, могли образоваться в результате увеличившегося сопротивления поступательному движению в конце главного периода надвиговых дислокаций. Он рассматривает V-образные складки как результат внедрения фронтальной части надвигов. Так как фактически складчатость описываемого типа ограничена в своем развитии небольшими участками с резкими границами, то очевидно, что течение, необходимое для образования V-образных складок, было близко к минимуму. Острые углы наряду с прямолинейностью крыльев являются, очевидно, формами изгиба с наименьшей затратой энергии при данных условиях.

Другой вариант нормальных складок изгиба описан Амфферером [2] и получил собирательное (и в то же время очень выразительное) название „мертвых складок“. Эти реликтовые складки подобны изображенному на рис. 135. Первоначально мелкие повторяющиеся изгибы были затем разъединены по слюдяным зонам более поздним скалыванием. Оказавшись таким образом как бы повисшими и пассивными,

при дальнейшем изгибании они могли изменять свою форму только под влиянием скалывания, ибо деформации вследствие изгиба здесь проявляться уже не могут. Изучение ориентировки минералов в складках этого рода еще не производилось. Складки податливых участков—единственный тип, который еще ждет освещения. Согласно Бэйну [9], складки псевдоволочения в поясе мраморов Вермонта (стр. 158) образуются при высоком внешнем давлении в результате того стремления вверх, которое в другом случае выразилось бы в образовании нормальных складок волочения, если бы это состояние не господствовало в течение продолжительного времени. Материал как бы воспроизводит особенности вязкого течения жидкостей при движении вниз синклиналей вследствие твердого течения. Анализ таких складок, образующихся в горных породах, которые никогда не были расплавленными, кажется трудной проблемой. Так как данные по ориентировке зерен не точны, обстоятельного разбора гипотезы Бэйна дать невозможно. Кажется возможным, однако, что мраморы в верхней части земной коры, если они не подвергались ни сжимающим, ни растягивающим усилиям, могут все же подвергаться псевдовязкому течению и течь под влиянием своего собственного веса, подобно тому как это наблюдается для горизонтальных плит мрамора, если их подвесить за концы без поддержки в центре. При достаточно продолжительном времени могут образоваться складки и изгибы, которые имитируют складки волочения в складках изгиба.

Складки в податливых участках гнейсов рассматривались Кирком и Лэси (стр. 156) как неправильные поднятия и прогибы, различно ориентированные и развившиеся на больших глубинах при высоком значении внешнего давления. Это представление аналогично тому, которым пользовался Бэйн, и, повидимому, оно является заманчивой рабочей гипотезой для пород этого типа. Эти как бы переходные по своему характеру структуры будут очень выигрышными для структурно-петрографических работ в будущем, когда накопится больше данных по ориентировке и поведению при лабораторных деформациях всех главнейших минералов, участвующих в процессе складкообразования.

Резюме

Эта глава является продолжением гл. IV. В ней мы пытаемся дать истолкование многих общих проблем, основанное на материале, изложенном в части I. Даются некоторые наиболее важные выводы.

В примере с пересекающимися трещинами скалывания имеющиеся факты указывают, что боковое давление, вероятно, в таких случаях всегда направлено внутрь тупого угла пересечения трещин; установлена вероятная генетическая связь седловидных складок и поперечных разломов *ас*, а также их взаимоотношения с упругой деформацией. Получили предварительное освещение признаки удлинения, как параллельного, так и перпендикулярного оси *а*.

По наблюдениям над вращением метакристаллов дается представление об амплитуде абсолютного движения в строениях, обусловленных деформацией. По вопросу об образовании сланцеватости при перекристаллизации сделан вывод, что доказательства „за“ еще очень слабы и относятся только к пластинчатым минералам, а доказательства „против“ ощутительны.

Неограниченное полевое применение терминов *статический* и *динамический* встречает серьезную неблагоприятную критику. Складки в тектонитах, разделяются в основном на два типа: складки изгиба (изгиба) и складки скалывания. Примеры, описанные в гл. II, как можно думать, представляют оба типа, причем большинство их относится к типу складок изгиба. Третий класс складок, еще не вполне определенный, представляет „складки податливых участков“, к которым относятся некоторые из аномальных складчатых структур волочения в мраморах и гнейсах. Особый тип флексурных складок (V-образные складки), надо предполагать, представляет стадию поздней деформации на передовых выступах некоторых надвигов.

Глава VI

НАПРЯЖЕНИЕ БОКОВОГО ДАВЛЕНИЯ (СТРЕСС) И ДЕФОРМАЦИЯ

Введение

Объяснение деформаций горных пород с помощью современных понятий напряжения давления и деформации было нарочно отложено нами, чтобы не усложнять изложение при предварительном обсуждении ориентировки минералов и связанных с нею проблем. После того как это рассмотрено, мы можем принять полученные данные за основу, значительно облегчающую изложение представлений о стрессе и деформациях. Указанный порядок имеет еще и то преимущество, что читатели, не согласные с применением этих представлений к тектонитам, могут при желании пропустить эту главу, не теряя основной нити изложения. Для тех, кто предпочтет ознакомиться с содержанием этой главы, необходимо дать несколько вводных теоретических положений и указать на те из них, которые кажутся наиболее полезными.

Основные теоретические положения

Так как непосредственные доказательства деформации при исследованиях горных пород в поле ограничиваются внешними проявлениями напряжений (о направлении и величине стресса можно только высказывать предположения), то нельзя считать случайностью то обстоятельство, что геологи уделяли меньше внимания теориям, основанным на анализе деформаций, чем тем, которые рассматривают собственно напряжение бокового давления (стресс). Беккер выдвинул подобную гипотезу деформации еще в 1893 г.; впоследствии она была развита и видоизменена Лизсом [74], Свенсоном [125], Зандером [105] и Шмидтом [117]. С другой стороны, инженеры и металлурги предпочитают гипотезы, основывающиеся на анализе давлений, представления о которых вытекают из экспериментов; в последних всегда известны направление и величина ориентированных давлений. Треска, Мор и фон Мизес [87] являются авторами наиболее признанных гипотез этого типа. Эти различные трактовки явлений нарушений в твердых телах охарактеризованы на следующих страницах.

Понятия деформации. Используемые геологами понятия о деформации основываются на теории упругости, которая подразумевает однородную деформацию и твердое тело, изотропное в отношении сопротивления. Оба эти условия для таких твердых тел, как горные породы, стоят под вопросом. Указывают, что однородная деформация гетерогенного, как всем известно, вещества земной коры мало вероятна. В качестве контраргумента можно сказать, что возможность такого допущения в огромной степени зависит от масштаба и что в избранных соответствующим образом участках коры деформации все-таки могут быть существенно однородными. Абсолютная однородность является таким предельным, особым случаем гетерогенности, какой даже при тщательно выбранном для испытания материале представляет условие, к которому мы значительно приближаемся, но никогда не можем его достичь. Существование изотропного сопротивления также должно рассматриваться в зависимости от масштабов. Хотя сопротивление анизометрических кристаллов анизотропно, агрегаты таких беспорядочно ориентированных кристаллов могут явиться в смысле сопротивления статически изотропной средой (если количество их на единицу объема породы достаточно велико). Это условие выполняется в еще большей степени, если в каждом из зерен имеется несколько возможных систем скольжения. В общем можно сказать, что, несмотря на неоднородность строения горных пород и анизометрический характер большинства элементов их строения, допустимо пользоваться представлениями о деформациях, основанными на теории упругости.

Геометрический эллипсоид и эллипсоид деформаций. Деформация может быть охарактеризована тремя взаимно перпендикулярными осями, длина которых пропорциональна величине (интенсивности) деформации. Если все три оси равны, графически картину деформации передает сфера, построенная на этих осях. Если они не равны, природа неоднородности выявляется построенным на этих осях эллипсоидом. Этот эллипсоид представляет основу всякого общего исследования упругой деформации. Он имеет определенные геометрические свойства, не зависящие от характера деформации; их иногда смешивают со свойствами, выражающими закон деформации, впадая при этом в грубую ошибку. В дальнейшем мы будем всегда тщательно различать эти две группы свойств.

Пусть А, В, и С обозначают длинную, среднюю и короткую оси эллипсоида. Его главной геометрической характеристикой является наличие двух особых круговых сечений,

которые пересекаются в В и образуют одинаковые углы θ с осью С (рис. 136). Для различных значений А, В и С мы имеем следующие случаи:

1. Если $V = \frac{A+C}{2}$ (т. е. если В представляет среднее арифметическое между А и С), $\theta = 45^\circ$.
2. Если $V > \frac{A+C}{2}$, $\theta > 45^\circ$. Площадь круговых сечений больше, чем в первом случае.
3. Если $V < \frac{A+C}{2}$, $\theta < 45^\circ$. Площадь круговых сечений меньше, чем в первом случае.
4. Если $V = A$, $2\theta = 180^\circ$, и тогда мы имеем n круговых сечений различного диаметра, параллельных плоскости АВ.

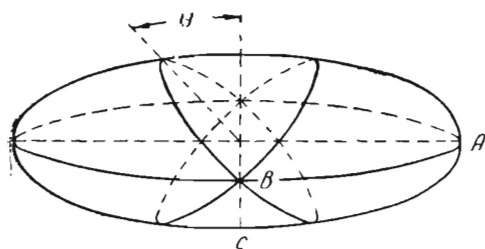


Рис. 136. Соотношение большой (А), средней (В) и малой (С) осей эллипсоида с круговыми сечениями, пересекающимися в В. По Невину [89].

Это форма сплющенного у полюсов одноосного эллипсоида.

5. Если $V = C$, а $\theta = 0^\circ$, то n круговых сечений различного диаметра параллельны плоскости ВС. Это форма удлиненного одноосного эллипсоида.

Объемные отношения в эллипсоиде можно охарактеризовать следующими данными:

1. Если В — среднее между А и С ($\theta = 45^\circ$), то объем эллипсоида равен объему сферы с диаметром В.
2. Если $\theta > 45^\circ$, эллипсоид имеет такой же объем, как сфера в первом случае.
3. Если $\theta < 45^\circ$, эллипсоид имеет объем больший, чем воображаемая сфера. Для любого значения $\theta < 45^\circ$ объем увеличивается приблизительно в прямой пропорции с увеличением длины главной оси А [44].

С этими основными геометрическими свойствами эллипсоида связаны другие, близкие, вытекающие из предположения, что эллипсоид представляет подвергшуюся упругой деформации сферу. Предполагается, что приложенное усилие (стресс) не превышает предела упругости материала. Если ось В эллипсоида имеет диаметр, равный диаметру первоначальной сферы, то можно вычислить, что здесь произошло только незначительное уменьшение объема, выражающееся пропорцией $\frac{\text{удлинение } A}{\text{сокращение } C} < \frac{1}{2} \cdot \frac{A}{C}$ и есть коэффициент Пуассона σ

для упругой деформации. Между Θ и σ существует простое соотношение:

$$\Theta = \operatorname{tg}^{-1} \sqrt{\frac{1-\sigma}{\sigma}}$$

Следовательно, для значения $\sigma < \frac{1}{2}$ угол $\Theta > 45^\circ$. Сказанное иллюстрируют несколько примеров, приведенных на рис. 137. Для стали $\sigma = 1/3$, а Θ равняется $55^\circ 15'$. Для чугуна $\sigma = 1/4$ и $\Theta = 60^\circ$. Для строительных камней $\sigma = 1/4$, $\Theta > 60^\circ$. Важной особенностью является то, что Θ всегда больше 45° , так что тупой угол между круговыми сечениями обращен в направлении сжатия. Так как ось В принята равной диаметру первоначальной сферы, то есть В есть среднее между А и С, то только А и С принимают участие в деформации, и деформация может быть названа двусосной. В этом случае круговые сечения представляют плоскости без искажения или сечения, площадь которых при деформации сферы не изменяется.

В случае если $B > \frac{A+C}{2}$, т. е. В становится больше, чем диаметр первоначальной сферы, деформация становится трехосной благодаря участию в деформации всех трех осей, а круговые сечения перестают быть плоскостями, в которых не происходит искажения, так как площадь каждого сечения увеличивается пропорционально увеличению диаметра В, — они становятся плоскостями однородных искажений. Плоскости, по которым не происходит искажения, превращаются при этих условиях в две эллиптические конические поверхности, имеющие общую ось С с вершинами в центре эллипсоида. Эти эллиптические конусы представляют геометрические места таких линий, исходящих из центра к поверхности эллипсоида, длина которых равна радиусу первичной сферы.

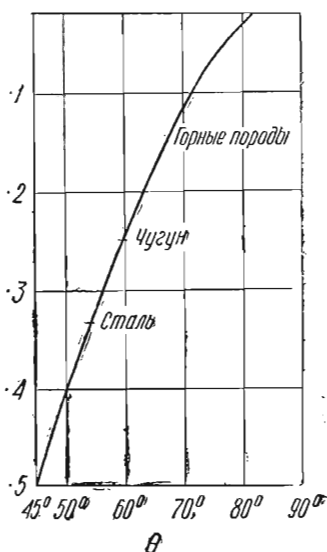


Рис. 137. График, показывающий соотношения между коэффициентом Пуассона σ и θ (угол между С и плоскостями максимального скалывающего напряжения). Вычислено для двусосной деформации из уравнения:

$$\theta = \operatorname{tg}^{-1} \sqrt{\frac{1-\sigma}{\sigma}}$$

Угол при вершине каждого конуса (измеряемый в плоскости АС) будет тупым по той же причине, по которой тупые углы характеризуют и двусную деформацию; его значение будет, однако, меньше, чем для угла, образуемого круговыми сечениями с С. В пределе, когда $B=A$, поверхности без искажения представлены круговыми конусами и при вершине угол достигает максимального значения, причем величина его зависит от отношения А к С. Круговые сечения также представляют в этом случае поверхности одинакового искажения.

Когда $B < \frac{A+C}{2}$, деформация является следствием растяжения, в отличие от предыдущего, рассмотренного ранее случая сжатия, и конические сечения без искажения имеют своей осью ось a .

Это сечения эллиптические, за исключением предельного случая, когда $B=C$ и когда они превращаются в круговые.

Еще не рассмотренная и наиболее важная особенность эллипсоида деформации связана с главными направлениями скалывания. При двусной деформации круговые сечения являются плоскостями максимального скалывания и движение по ним происходит в направлении, параллельном их пересечению с плоскостью АС. Так как $\theta > 45^\circ$, эти две плоскости наибольшего скалывания пересекают направление сжатия под углом, величина которого больше 45° . Для трехосной деформации, однако, удлинение оси В вызывает скалывающие напряжения как в главной плоскости эллипсоида АС, так и в его второстепенной плоскости ВС. Угол наибольшего скалывания, образуемый с осью С каждой из этих плоскостей, больше 45° . Геометрическое место линий наибольшего скалывания в плоскостях эллипсоида, занимающих промежуточное положение между АС и ВС, представляет двойной эллиптический конус, ось которого совпадает с осью С (рис. 138). Наиболее существенно, однако, что угол при вершине, если измерять его в плоскости АС, остается постоянным для всех значений В. Другими словами, значение, полученное для двусных деформаций, останется тем же самым и для трехосной деформации, вплоть до предельного случая сплюснутого сфероида, когда $B=A$. Это не вяжется с фактом непостоянства углов, образуемых поверхностями однородного искажения и плоскостями без искажения. На рис. 139 показаны проекции на плоскость АС поверхностей максимальных напряжений, поверхностей без искажения и поверхности с однородными искажениями.

Сводная табл. 7 данных о геометрических свойствах эллипсоида и свойствах деформаций определенно показывает, что

различные типы эллипсоидов деформаций играют неодинаковую роль в явлениях деформации горных пород. Краткое рассмотрение ее показывает, что наиболее общим является трехосный эллипсоид, в котором $A > B > C$, а величина B изменяется между значениями $\frac{A-C}{2}$ и A . Все другие типы эллипсоидов представляют частные случаи. Рассматривая, например, случай двухосной деформации, мы увидим, что

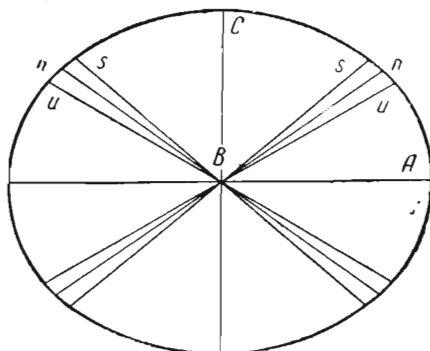
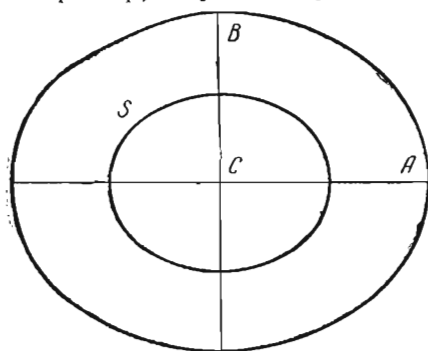


Рис. 138. Разрез трехосного эллипсоида деформации параллельно C , показывающий след конуса максимумов скальвающих напряжений S на поверхности эллипсоида.

Рис. 139. Разрез трехосного эллипсоида деформации параллельно осям A и C , на котором показано относительное положение s (конусы максимальных скальвающих натяжений) n (конусы без натяжений) и u (плоскости однородных натяжений). Угловые соотношения неточны.

направления наибольшей скальвающей деформации параллельны круговым сечениям. В общем случае трехосной деформации эти круговые сечения уже не играют роли плоскостей наибольшей деформации скальвания. При трехосной деформации они имеют только геометрическое, а не физическое значение. С точки зрения характеристики общей деформации, единственный важный столбец в табл. 7 это тот, в котором приведены данные о поверхностях наибольших скальвающих напряжений. Обычно в исследованиях по структурной геологии принято считать деформацию двухосной, причем либо принимается это положение на веру, либо выводится из предположения, что плоскостям наибольшего скальвания отвечают круговые сечения. Это представление следует рассматривать как слишком упрощенное и ошибочное, почему мы и не принимаем его в нашей книге.

Таблица 7

СВОЙСТВА ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО ЭЛЛИпсоиДА В СРАВНЕНИИ СО СВОЙСТВАМИ ПОВЕРХНОСТИ, ВЫРАЖАЮЩЕЙ ЗАКОН УПРУГОЙ ДЕФОРМАЦИИ

A, B, C—наибольшая, средняя и наименьшая оси

$$\theta = \operatorname{tg}^{-1} \sqrt{\frac{1-\delta}{\delta}}; \delta < 0,5 \quad (\text{рис. 137})$$

Тип эллипсоида	Геометрические параметры	Параметры, относящиеся к упругой деформации			
		поверхности с неискажающимися сечениями	поверхности с однородно искажающимися сечениями	поверхности наибольших скальвающих напряжений	
Двуосный	Тип поверхности	Плоскости круговых сечений	Плоскости круговых сечений		Плоскости круговых сечений
	θ	45°	(1) $> 45^\circ$	То же значение, что и (1)	То же значение, что и (1)
	Объем	Постоянный	Незначительно уменьшается		
Трехосный	Тип поверхности	Плоскости круговых сечений	Сечения эллиптического конуса	Плоскости круговых сечений	Сечения эллиптического конуса
	θ	$< 45^\circ > 45^\circ$	(2) $> (1)$	$> (2)$	То же значение, что и (1)
	Объем	Увеличение	Постоянный	Незначительно уменьшается	
Сплюснутый	Тип поверхности	Плоскости круговых сечений	Круговые сечения конуса	Плоскости круговых сечений	Круговые сечения конуса
	θ	90°	(3) $> (2)$	90°	То же значение, что и (1)
	Объем	Постоянный	Незначительно уменьшается		
Удлиненный	Тип поверхности	Плоскости круговых сечений	Круговые конические сечения	Плоскости круговых сечений	Круговые конические сечения
	θ	0°	Дополнение к (3)	0°	То же значение, что и (1)
	Объем	Увеличивается	Увеличивается		

(1)—поверхности, для которых тангенциальное напряжение равно 0.

(2)—поверхности, для которых тангенциальное напряжение имеет постоянную величину.

Соотношения упругой и остаточной деформаций

Следующие основные идеи, касающиеся отношений упругой деформации и пластического течения в тектонитах, необходимы в связи с представлением об эллипсоиде деформации. Деформация горных пород, завершающаяся разрывом без вмешательства течения в твердом веществе (как, например, в случае землетрясений), определяется как чисто упругая. Применимость эллипсоида деформаций для подобных условий очевидна. Но так как горные породы в земной коре в подавляющем большинстве своем обнаруживают признаки течения в твердом состоянии, то необходимо задаться вопросом, насколько же широко применимо понятие об эллипсоиде в геологии. Исследование наблюдающихся тесных пространственных и хронологических соотношений между разрывами и течением в горных породах привели многих полевых геологов к положительному ответу на этот вопрос [72]. Если отбросить детали, то было установлено, что эмпирически можно применять концепцию эллипсоида доформации для объяснения структур многих горных пород. Последние работы в области структурной петрологии подтверждают этот взгляд, причем наибольшее число доказательств дают наблюдения над трещинами растяжения ac и BC , а также над соотношениями пересекающихся трещин скалывания. В предыдущих главах мы все время подчеркивали, что упругая деформация практически неизбежно сосуществует вместе с пластическим течением и что последнее, вероятно, оказывает существенное влияние на ориентировку поверхностей s . Кенигсбергер [66] пришел к выводу, что при определенных условиях теория упругости может приближенно во многих случаях применяться к явлениям, связанным с пластическим течением. Говоря его собственными словами, „пластическая деформация твердых тел, можно думать, сводится к возникновению бесконечно малых упругих смещений, которые доходят до предела упругости, после чего вещество (?) каждый раз освобождается от напряжений и принимает новые формы“¹. Экспериментальные работы Хунгерера, о которых уже упоминалось на стр. 77 и 86, подтверждают эти теоретические заключения, по крайней мере для некоторых кристаллических веществ (не силикатов).

¹ Пластичность в понимании Кенигсбергера определяется как внутризерновой процесс скольжения. Так как он везде говорит, что последнее предположение справедливо для силикатов (процессы скольжения которых еще в огромной мере не изучены), то слово „пластичность“, может быть, следует понимать в более широком смысле как течение твердых тел вообще.

Кенигсбергерские представления о „пластичности“ как повторяющемся двойном процессе, при котором каким-то образом возникает очень слабая упругая деформация и разрывы, восстанавливающие равновесие и вызывающие мелкие остаточные смещения, хорошо увязывается с наблюдениями Иоффе над каменной солью (стр. 87). Оно согласуется также с современными представлениями об „идеально несовершенном“ кристалле, который, как вытекает из теории, должен быть при экспериментах значительно менее прочным, чем „совершенный“ кристалл. Тэйлор [127] произвел обширное исследование этой проблемы и рассматривает в целом явление скольжения как интегральный эффект отдельных скачкообразных сдвигов, величина и направление которых контролируются кристаллической решеткой.

Предшествующие ссылки на экспериментальные и теоретические работы геологов по выяснению отношений между упругой деформацией и пластическим течением твердых тел показывают нам несомненное влияние упругих свойств на возникновение неупругого течения. Сопоставление результатов, по общему признаку неполное, и конкретное применение выводов к минералам, слагающим тектониты, или к какому-нибудь определенному типу течения в твердом состоянии представляет еще область догадок.

Тем не менее, исходя из общего направления фактов и теории, целесообразно предпринять обзор различных интерпретаций течения твердых тел, интерпретаций, основанных на эллипсоиде деформации.

Гипотезы Беккера и Шмидта

Гипотеза деформации, предложенная Беккером [12], основана на следующих допущениях: 1) значение θ изменяется при различных соотношениях между осями А, В и С; 2) оси деформации вращаются около В. Гипотеза, как теперь известно, в некоторых ее частях оказалась несостоятельной, но с того времени, как ее исчерпывающе рассмотрел Зандер [105] и другие, она представляет классическую часть анализа. На изложении главных ее положений необходимо остановиться (рис.140). Согласно Беккеру, А и С представляют начальные положения осей деформации А' и С' — их положения после предполагаемого поворота около В. U обозначает круговые сечения для осей А и С; U' — эти же сечения для А' и С'. В получает незначительное удлинение (свойства трехосной деформации), и, следовательно, в соответствии с этим плоскости U' образуют более тупой угол с С', чем плоскости U с первоначальным положением С. Это выра-

жается в заметном несоответствии степени поворота, испытанного указанными системами плоскостей, что наглядно выступает при сопоставлении заштрихованных участков. Беккер предположил, что разрыв и течение происходят параллельно линиям наибольших скалывающих усилий и что эти линии лежат в плоскостях круговых сечений. Из рис. 140, однако, видно, что круговые сечения в конце деформации представлены другими элементами, чем в начале. Другими

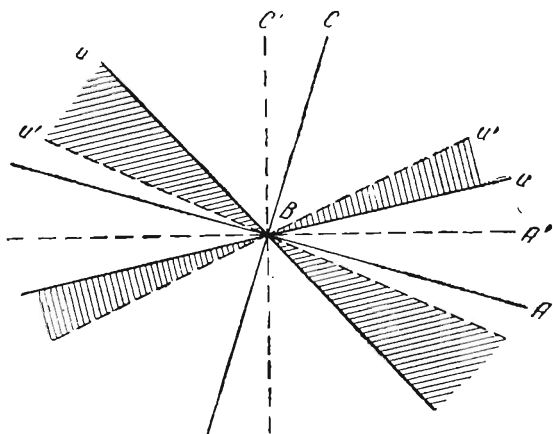


Рис. 140. Диаграмма, поясняющая беккеровскую гипотезу—„клин“ деформации. А и С—начальные положения осей деформации; u —плоскости однородного искажения; A' и C' —новые положения А и С, которые они заняли после поворота относительно В; u переместилось в u' ; заштрихованные участки представляют „клинья“. По Беккеру.

словами, эти плоскости проходят через клинообразные участки, которые заключают все элементы, ассоциирующиеся с максимальными скалывающими деформациями. Более того, одно из этих сечений повернуто на несколько меньший угол, чем другое. Таким образом, угловая скорость круговых сечений в малом клине будет значительно меньше, чем в большом, и должна иметь место значительная тенденция к локализации разрывов в пределах большого клина. Меньшая угловая скорость в плоскостях малого клина увеличивает время, в течение которого каждая частица подвергается кратковременному влиянию линий максимального скалывания. Для этой зоны такое течение должно быть более характерным, чем разрыв, даже если значение скалывающих деформаций в этом клине не больше, чем в пересекающемся с ним клине. Этот анализ получает подтверждение в том

факте, что пересекающиеся поверхности скальвания в горных породах (предположительно одновременные) редко бывают развиты в одинаковой степени совершенно; напротив, для таких трещин обычно проявляется тенденция развиваться чаще в одном из этих направлений.

Вплоть до появления недавних работ Григгса [44] казалось, что гипотеза Беккера о распределении напряжений в двух клиньях давала блестящее объяснение этой сложной проблеме. Однако если мы обратимся к табл. 7, то увидим, что это представление приводит к явно ошибочным выводам. Линии наибольших скальвающих напряжений, которые, по предположению Беккера, совпадают с круговыми сечениями, при трехосной деформации стягивают постоянные углы относительно S для всех предполагаемых положений осей деформации. Следовательно, клинья, которые они образуют при повороте осей, должны иметь одинаковую величину и, значит, не должно быть никаких предпочтительных условий для течения ни в одном из них. Неодинаковые клинья, описанные Беккером, ограничиваются плоскостями однородного искажения, т. е. поверхностями, не связанными с наибольшими напряжениями. Следовательно, гипотеза в ее первоначальной форме непригодна в качестве объяснения неодинакового развития пересекающихся поверхностей скальвания.

Второе ошибочное положение указано Ловерингом [77], который возражает против предположения Беккера, что нормальное напряжение давления (N) на плоскостях скальвающих деформаций равняется нулю. Опуская детали, Ловеринг считает, что N почти всегда имеет положительное значение; таким образом, большая часть выводов Беккера становится неприложимой к действительным условиям деформации.

Новейшая приемлемая гипотеза деформации выдвинута Шмидтом [117], который, подобно Беккеру, предполагает, что плоскости разрыва и скольжения контролируются направлениями наибольших скальвающих деформаций. Шмидтом принимается вращение осей деформации для того, чтобы дать объяснение неодинаково резкому развитию пересекающихся разрывов и плоскостей скольжения; это последнее, однако, не зависит от направления круговых сечений. На рис. 141 мы видим эти соотношения. A и S представляют наибольшую и наименьшую оси деформации и могут быть повернуты в новые положения— A' и S' . S отмечает пару линий наибольших скальвающих напряжений, связанных с A и S , которые заняли новое положение S' после того, как A и S пришли в положение A' и S' . В применении своей гипо-

тезы к остаточной деформации Шмидт не принимает в расчет изменения объема, так что $\theta = 45^\circ$. G представляет пару реально существующих поверхностей скольжения, появившихся в деформируемом материале в результате возникновения напряжений и деформации. Шмидт подчеркивает, что они должны удовлетворять только условию грубой параллельности с направлениями максимального скальвания. Однажды возникнув, они, однако, сохраняют ориентировку

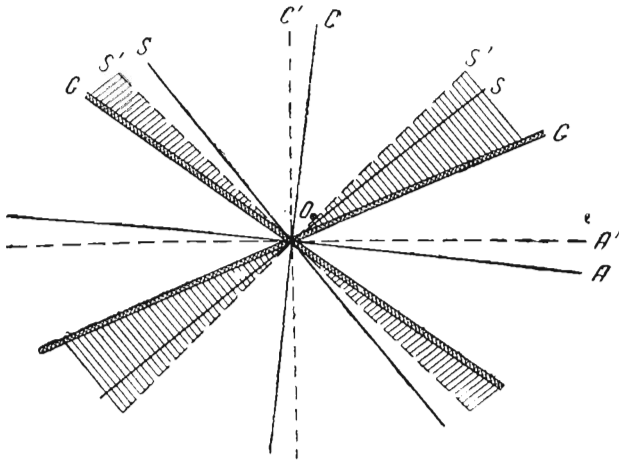


Рис. 141. Диаграмма, поясняющая шмидтовскую гипотезу „клина“ деформации. A и C — начальные положения осей деформации; линии S — плоскости максимальных скальвающих напряжений; g — две поверхности s в уже деформированном материале, почти параллельные S , A' и C' — новые положения A и C после поворота около B . Плоскости S передвинулись в положения S' . Заштрихованные участки соответствуют клиньями. По Шмидту [117].

постоянной, в то время как связанные с ней линии наибольших скальвающих деформаций могут менять свое положение в зависимости от положения оси деформации. На рис. 141 штриховка углов GBS очерчивает два клина, заметно различающихся по величине. Это указывает, что одна из двух фактических поверхностей скольжения G по отношению к линии максимальных скальвающих деформаций среза S' будет более строго параллельна после поворота, нежели в начальном положении, в то время как другая поверхность скольжения G отстоит дальше от связанного с ней S' . Вследствие этого поверхность скольжения, связанная с меньшим клином GBS' , имеет большую тенденцию к своему развитию, чем соседняя

с ней. Таким образом, Шмидт связывает развитие только одной резко выраженной поверхности s с обычными условиями процесса деформации горных пород, избегая при этом необоснованного предположения, используемого Беккером. Хотя гипотеза Шмидта была первоначально предназначена для приложения ее к двусосной деформации, она равным образом хорошо пригодна и для общего случая трехосной деформации.

Как уже отмечалось, Зандер [105], следуя представлениям Беккера о деформациях, видоизменил гипотезу для объяснения удлинения вдоль оси b (стр. 176). Для этой цели, однако, также может быть успешно применима и гипотеза Шмидта.

Лизс [74], Свенсон [125] и др. пользовались двусосным эллипсоидом в применении к деформации горных пород, не оговаривая, что он выражает только частный случай деформации. Имеется и другая опасность в трактовке деформации как двусосной — опасность смешать чисто геометрические представления о деформации с истинной ее характеристикой

Гипотезы стресса

Так называемые „гипотезы стресса“ применяются для объяснения механизма разрушения материалов при экспериментальных условиях и не касаются различий между упругим напряжением и непрерывным течением. Деформация сама по себе не рассматривается вовсе. Надаи [87] дал сводку подобных довольно многочисленных гипотез, из которых мы остановимся здесь на трех.

Гипотеза Треска—первая по времени появления. Она послужила отправным пунктом для всех последующих гипотез. Ее основное допущение заключается в том, что остаточная деформация должна проявляться вдоль плоскостей наибольших скалывающих усилий¹. Последние наклонены под углом 45° к направлениям наибольшего и наименьшего напряжений, если допустить, что сопротивление сжатию и растяжению равны. На этих плоскостях нормальное напряжение равно нулю, а тангенциальные напряжения достигают максимального значения. Отношения их для плоскостей любого наклона сопоставлены на рис. 142. Эта гипотеза в первом приближении верна для многих ковких веществ, но непригодна для более хрупких материалов, имеющих большое различие в сопротивлениях сжатию и растяжению. Для них угол между разрывами является меньше 45° .

¹ Не смешивать с максимумами напряжений скалывания.

В гипотезе Мора для нормальных напряжений принимается положительное значение даже для плоскостей наибольших скальвающих напряжений (45°). Это позволяет объяснить даже такие случаи, когда острые углы между разрывами обращены к сжимающим усилиям, что наблюдается при большинстве экспериментальных исследований. Гипотеза, кроме того, объясняет, почему поверхности разрыва приближаются к значению, которое было дано Треска (45°) для ковких материалов. Гипотеза Мора, таким образом, является более общей и имеет более широкое приложение, чем все предшествующие ей. Один ее дефект — это предположение, что промежуточное главное напряжение равно нулю. Эксперименты с растяжением в особенности вскрывают этот недостаток. Обнаружив его, фон Мизес предложил выражение $(a^2 - b^2) + (b^2 - c^2) + (c^2 - a^2) = a$ (постоянная величина). Здесь a , b и c означают главные напряжения, причем $a > b > c$. Это уравнение придает активную роль промежуточному напряжению и, согласно Гофу [43], эта гипотеза находит более широкое подтверждение при экспериментальных работах, чем гипотеза Мора. Влияние b на поверхностях разрыва считается более значительным, чем влияние на них нормального стресса.

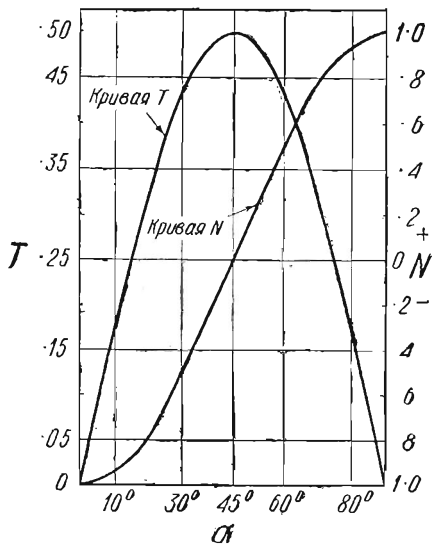


Рис. 142. Диаграмма, показывающая отношения между тангенциальными (Т) и нормальными (N) компонентами силы Р, действующей на наклонную плоскость, где $T = P \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha$, а $N = \frac{P}{2} (\sin^2 \alpha - \cos^2 \alpha)$. Угол α соответствует изображенному на рис. 143. Составлена по данным *Ловеринга* [77].

Разложение скальвающих напряжений

Пластическое течение, осуществляемое путем разложения скальвающих напряжений по направлению линий скольжения в кристаллах, представляет практически важную проблему. Одновременно его можно считать одним из наиболее значительных следствий гипотезы стресса вообще. Постоянное положение наибольших осей скальвания под углом в 45°

к главному напряжению (T на рис. 142) является основанием для отыскания всех характеристик разложенных напряжений скальвания. Равенство $T = \sin \alpha \times \cos \alpha \times \cos \varphi$, где φ есть угол между направлением скольжения и следом направления сжатия (рис. 143), измеряемый в плоскости скольжения кристалла, дает общее решение этого вопроса. Когда $\varphi = 0^\circ$, уравнение превращается в простую формулу: $T = \sin \alpha \times \cos \alpha$; если $\varphi = 90^\circ$, то $T = 0$. Кристаллы с некоторым числом потенциальных линий скольжения могут, таким образом, быть разобраны скорее, чем наиболее вероятные действующие линии скольжения по отношению к данному направлению сжатия. В агрегатах кристаллов подобный выбор можно сделать на основе статистического анализа. Но определение той линии (или линий) скольжения, которая будет передавать максимальные напряжения скальвания на систему, не дает еще полной картины деформации. Как уже отмечалось (см. рис. 103), сжимающие силы, приложенные к отдельным кристаллам, стремятся повернуть линии и плоскости скольжения в устойчивое конечное положение, перпендикулярное сжатию. В этом положении $T = 0$, а скольжение на плоскостях этой ориентировки прекращается. Если в агрегате кристаллов эта тенденция к повороту проявится в той или иной степени, то подавляющее большинство линий скольжения приходит в положение, промежуточное между 45° и 90° , причем величина угла зависит от ряда факторов, в том числе от числа функционирующих систем скольжения, от продолжительности и интенсивности деформации и легкости, с которой происходит вращение отдельных зерен внутри агрегата. Однако при экспериментальных работах этот тупой угол обычно не наблюдается; напротив, как правило, наблюдаются острые углы. При деформациях агрегатов металлов это можно отчасти объяснить относительно большим значением скольжения (интрагранулярные движения) по сравнению с поворотом отдельных зерен в агрегате (интергранулярные движения). Эта проблема составляет один из главных вопросов большинства гипотез стресса. С другой стороны, при деформациях

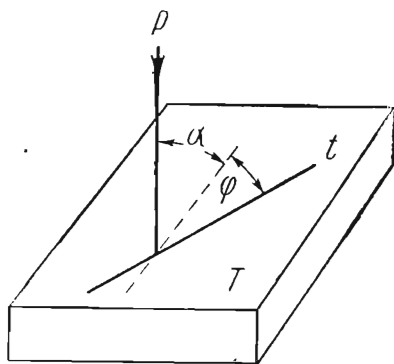


Рис. 143. Диаграмма, поясняющая формулу для разрешения скальвающих напряжений: P — приложенная сила; t — направление трансляции в плоскости скольжения кристалла (T); α — угол между T и P ; φ — угол между t и проекцией P на плоскость (T).

агgregатов кристаллов подобный выбор можно сделать на основе статистического анализа. Но определение той линии (или линий) скольжения, которая будет передавать максимальные напряжения скальвания на систему, не дает еще полной картины деформации. Как уже отмечалось (см. рис. 103), сжимающие силы, приложенные к отдельным кристаллам, стремятся повернуть линии и плоскости скольжения в устойчивое конечное положение, перпендикулярное сжатию. В этом положении $T = 0$, а скольжение на плоскостях этой ориентировки прекращается. Если в агрегате кристаллов эта тенденция к повороту проявится в той или иной степени, то подавляющее большинство линий скольжения приходит в положение, промежуточное между 45° и 90° , причем величина угла зависит от ряда факторов, в том числе от числа функционирующих систем скольжения, от продолжительности и интенсивности деформации и легкости, с которой происходит вращение отдельных зерен внутри агрегата. Однако при экспериментальных работах этот тупой угол обычно не наблюдается; напротив, как правило, наблюдаются острые углы. При деформациях агрегатов металлов это можно отчасти объяснить относительно большим значением скольжения (интрагранулярные движения) по сравнению с поворотом отдельных зерен в агрегате (интергранулярные движения). Эта проблема составляет один из главных вопросов большинства гипотез стресса. С другой стороны, при деформациях

агgregатов кристаллов подобный выбор можно сделать на основе статистического анализа. Но определение той линии (или линий) скольжения, которая будет передавать максимальные напряжения скальвания на систему, не дает еще полной картины деформации. Как уже отмечалось (см. рис. 103), сжимающие силы, приложенные к отдельным кристаллам, стремятся повернуть линии и плоскости скольжения в устойчивое конечное положение, перпендикулярное сжатию. В этом положении $T = 0$, а скольжение на плоскостях этой ориентировки прекращается. Если в агрегате кристаллов эта тенденция к повороту проявится в той или иной степени, то подавляющее большинство линий скольжения приходит в положение, промежуточное между 45° и 90° , причем величина угла зависит от ряда факторов, в том числе от числа функционирующих систем скольжения, от продолжительности и интенсивности деформации и легкости, с которой происходит вращение отдельных зерен внутри агрегата. Однако при экспериментальных работах этот тупой угол обычно не наблюдается; напротив, как правило, наблюдаются острые углы. При деформациях агрегатов металлов это можно отчасти объяснить относительно большим значением скольжения (интрагранулярные движения) по сравнению с поворотом отдельных зерен в агрегате (интергранулярные движения). Эта проблема составляет один из главных вопросов большинства гипотез стресса. С другой стороны, при деформациях

агрегатов минералов, входящих в состав тектонитов, скольжение возникает с большими трудностями, чем в металлах (не считая случая каменной соли), или, возможно развивается далеко не во всех минералах (кварц?). Поэтому кажется вероятным, что интергранулярные движения, обнимающие геологические периоды времени, могут привести к более существенному суммарному результату. Это подтверждается данными многочисленных полевых наблюдений, которые свидетельствуют о вероятном наличии стресса, действующего в направлении к вершине тупого угла скальваний. Структурно-петрографические примеры этого уже приводились (стр. 137).

Аномальный случай представляют пластинки кварца, описанные на стр. 22 и 121; две поверхности s здесь выражены одинаково совершенно, и острый угол, ограничиваемый ими, обращен в предполагаемом направлении стресса.

В настоящее время мы не в состоянии объяснить этот случай с точки зрения тех обычных геологических условий, при которых всегда поверхности s развиваются в неодинаковой степени отчетливо, и угол между ними, обращенный в направлении давления (стресс), является тупым.

Указанная аномалия, однако, может найти объяснение в данных экспериментов с агрегатами минералов тектонитов, именно в отмеченных при этих экспериментах явлениях интерференции вертикальных разрывов растяжения и трещин скальвания (см. рис. 97).

Работы Григгса указывают, что появляющиеся в процессе деформации трещины становятся менее отчетливыми и менее прямолинейными при увеличении внешнего всестороннего давления (стр. 80). Это наблюдение заслуживает особого внимания ввиду существенного влияния такого внешнего давления на деформации, происходящие в условиях земной коры.

Заключение

При объяснении деформаций, происходящих в геологических условиях, трудно сделать выбор между гипотезами стресса или гипотезами деформаций. Свенсон [125] на основании полевых исследований пришел к выводу, что гипотезы деформации более удобны в применении к податливым породам, в то время как деформация неподатливых слоев настолько разнообразна, что трудно отдать предпочтение той или другой из гипотез. Хотя Шмидт [117] весьма детально исследовал гипотезы стресса (в частности Моровскую), он в конечном счете в своих выводах все сводил к явлениям деформации, так как допускал, что течение и разрывы

горных пород также лучше объяснить, идя именно по этому пути. Григгс пришел к выводу, что гипотеза деформации, поскольку она основана как на предположке на допущении определенного влияния упругих свойств, неприложима к явлениям течения, наблюдающимся в горных породах. Эта точка зрения уже разбиралась нами, и ее нельзя принимать безоговорочно как указание на бесполезность эллипсоида деформаций. Григгс заключает, что единственно возможным способом примирить эти противоположные взгляды будет доказательство, когда мы установим тождественность плоскостей наибольшего значения разрешенных скалывающих усилий стресса и плоскостей наибольших скалывающих деформаций.

Это предположение кажется весьма правдоподобным, но нужно несколько изменить формулировку, включив в нее уже рассмотренный нами фактор вращения зерен. В более общей форме это предположение можно выразить следующим образом.

Результирующая плоскость стресса (или, иначе, максимальное разложенное скалывающее напряжение стресса плюс вращения зерен) идентична плоскости наибольших скалывающих деформаций.

Так как тупой угол, относящийся к обеим сторонам равенства, обращен в направлении стресса, то возможна идентичность этих плоскостей, а это в свою очередь указывает, что обычно наблюдавшиеся в поле пересечения поверхностей скалывания под углом можно объяснить как при помощи гипотезы стресса, так и гипотезы деформаций.

При объяснении некоторых других сходных структурных особенностей оказывается, однако, явно невозможным использовать эту намечающуюся точку соприкосновения гипотез стресса и деформации. Например, неодинаковое развитие пересекающихся поверхностей s не может найти объяснения ни в одной из гипотез стресса, в то время как шмидтовская гипотеза деформации дает решение этого вопроса. Проблемы, связанные с удлинением и сокращением, находятся в аналогичном положении, так как гипотезы стресса не обнимают эти спорные геологические явления. В настоящее время, следовательно, их объяснение связано только с гипотезой деформации.

В заключение следует указать, что, называя иногда представления, связанные с напряжением и деформацией, гипотезами, мы убеждены, что поступаем совершенно правильно, так как из всего предшествующего изложения совершенно очевидно, что никакой общей теории разрыва и течения еще не появилось. Это отнюдь не означает какого-либо

неверия, но скорее означает реальную оценку, так как мы имеем несомненный прогресс в слиянии противоречащих идей. По словам британского металлурга Гофа (43): „Если остается неясным вопрос о форме поведения твердых веществ в пределах упругости, то обычное поведение их в области пластических процессов представляется уже совсем гадательным“. Но если мы осознаем, что несовершенство имеющихся на этот счет гипотез обуславливается просто пробелами наших знаний в области основной проблемы, и только этим, то можно утешиться, что со временем их удастся заменить более правильными.

Примеры применения эллипсоида деформаций

В заключение этой главы попытаемся дать несколько наиболее интересных примеров применения эллипсоида деформаций к проблемам удлинения и сокращения. Окажутся ли данные объяснения приемлемыми или нет, это отнюдь не уменьшает актуальности проблемы самой по себе; ясно одно: попытка провизорно решить проблему все же лучше, чем ничего.

Удлинение. Одна из важнейших проблем, с которыми встречается исследователь при изучении деформации горных пород, — это объяснение удлинения (вытягивания). Эта тема уже затрагивалась предварительно нами на стр. 45 и 138, но мы не пытались изложить ее более строго с позиций теории деформации.

Повторяя сказанное выше, укажем, что удлинение может развиваться либо в структурной плоскости ac , либо параллельно b . В первом случае оси деформации предположительно имеют ориентировку, изображенную на рис. 145, где B параллельно b , а AC параллельно ac . Например, для кварца в случае удлинения, параллельного A , обычен максимум I без развития какого-либо пояса a . A и a , вероятно, грубо параллельны, что следует принять для сильного удлинения, обнаруживающегося в поверхности s и параллельного предполагаемому направлению наибольших напряжений скалывания. Хотя обычно в таких случаях предполагают, что видимая поверхность s также является плоскостью наибольшего удлинения зерен, здесь может наблюдаться некоторое незначительное угловое расхождение, которое должно удовлетворять предполагаемым условиям отношения A и a . Это еще не было, однако, проверено статистически. Можно показать, что кварц, имеющий ориентировку решетки, отвечающую максимуму I , обладает пространственной ориентировкой, не строго параллельной

поверхности s , развитой при этом максимуме, в то время как пластинки слюды, ассоциирующиеся с кварцем, благодаря перекристаллизации после деформации строго параллельны поверхности s , представляемой максимумом I .

Второй тип удлинения представляет явную аномалию. Он особенно проявляется в складчатых породах, у которых осевые линии складок, линейность и удлинение параллельны. Если предполагать, что главное развитие таких складок

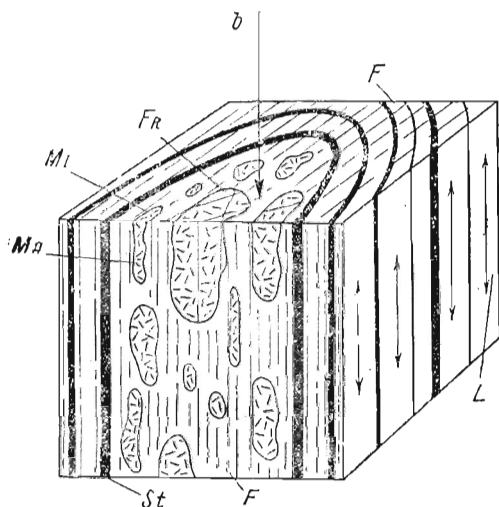


Рис. 144. Схема, где показаны элементы флексурной складки. St — слоистость; b — осевая линия складки. L — линейность; F — осевая плоскость листоватости; Ma и Mi — главные и второстепенные пространственные оси удлиненных галек; FR — трещины скалывания в гальках. По Ферберну [35].

было обязано своим происхождением главным образом изгибу, то направления удлинения и сокращения должны лежать в плоскости, перпендикулярной осевым линиям; это условие не согласуется с удлинением, параллельным линейности. Зандер первый разобрал этот тип удлинения, затем оно изучалось автором этой книги [35]. Соотношения схематически представляет блок-диаграмма (рис. 144). Объяснение Зандера основывается на беккеровской гипотезе деформаций. Но поскольку это касается удлинения, можно с равным успехом основываться и на гипотезе Шмидта. Структурная ось b предполагается

параллельной оси деформации B ; ac параллельно AC . Это, видимо, подтверждается тем, что ось b — линия пересечения, в которой встречаются две или несколько поверхностей s . Кроме того, направления движения перпендикулярны к b . По другим признакам (стр. 140) b представляет также ось вращения зерен тектонитов. Данное Зандером толкование удлинения, как образующегося параллельно b ($= B$), находится в зависимости от последнего положения, так как оно видоизменяет представление о тенденции к главному удлинению параллельно A . Допущение о повороте зерен несомненно с непрерывным удлинением зерен параллельно A , т. е. данное направление в зерне, лежащее параллельно A в

некоторый период и подвергающееся удлинению, выходит из этого положения при вращении и вслед затем подвергается сокращению параллельно *C*. Таким образом, эффект удлинения параллельно *A* выражен не полно. С другой стороны, это же направление в зерне остается в течение всего процесса деформации параллельным оси вращения *b*. Кроме того, при трехосной деформации эта ось является осью, испытывающей удлинение, так что и зерна подвергаются непрерывному удлинению вдоль нее. Совместное действие скалывания и независимых интергранулярных движений (вращательных) приводит к тому, что хотя *B* только меньшая ось удлинения, тем не менее движение последнего типа вдоль нее оказывается наибольшим¹.

При объяснении несогласной ориентировки этих двух типов удлинения Зандер высказал догадку, что удлинение, параллельное *A*, может развиться при относительно быстрой и интенсивной деформации. Удлинение же, параллельное *B*, представляет, по его мнению, результат более медленного и менее интенсивного скалывания. Так как первый тип удлинения наблюдается в определенных узких зонах, отличающихся, как это показывают и полевые наблюдения, чрезвычайно интенсивным скалыванием, то предположение Зандера кажется имеющим существенную важность. Оно находит некоторое подтверждение в практике прокатки металлов (стр. 83), где деформации проявляются исключительно интенсивно, причем наибольшее удлинение располагается параллельно направлению прокатки (трансляции). Для удлинения, перпендикулярного к направлению движения, пока еще мы не имеем аналогии в экспериментах.

При разборе этой гипотезы, объясняющей удлинение, параллельное *B*, главное затруднение возникает в связи с вопросом о размерах интергранулярного вращения, необходимого для того, чтобы воспрепятствовать существенному удлинению, которое при этом оставалось бы параллельно *A*.

Оно, вероятно, является чрезмерным при условиях внешнего всестороннего давления. Хотя при трехосной деформации (без вращательных интергранулярных движений) возникает удлинение, параллельное как *B*, так и *A*, однако главное удлинение всегда параллельно *A* и должно бы наблюдаться в каждом деформированном зерне. Как уже говорилось, во многих складчатых районах этого не наблюдается.

¹ Это интергранулярное вращение не следует смешивать с поворотом осей деформации, который изображен на рис. 141. Последний ограничивается небольшими углами поворота и используется для объяснения преимущественного развития одной поверхности *s* по отношению к другой.

Хотя гипотеза Зандера предполагает одновременное развитие нормального удлинения, направленного вверх, связанного со складчатостью и каким-то осевым линейным удлинением, с ней все же можно не согласиться и допустить, что осевое удлинение развивается позднее. Можно сослаться в качестве аргумента на то, что псевдовязкая перекристаллизация способна вызывать резкую пространственную ориентировку, параллельную осевым линиям складок; таким образом, возникает ложное удлинение. Но представление о подобном процессе едва ли совместимо со структурами, обнаруживающими сверхлинейность в удлиненных гальках, входящих в состав конгломерата. Мощное псевдовязкое течение (параллельное осям складок, т. е. двум осям) в строении пород, содержащих гальки, должно, казалось бы (в конечном счете), стереть неправильные, неясные границы галек с цементом. Однако подобные явления никогда не встречались автором в его практике. В перекристаллизованных породах является правилом наличие резких ясных границ между гальками и цементом. С этой точки зрения, следовательно, мнение, что псевдоудлинение развивается позже главной деформации, кажется неподходящим.

Суммируя сказанное, мы должны заключить, что, повидимому, имеем правдоподобное объяснение для удлинения развивающегося в зонах смятия, в то время как рассмотрение удлинения, параллельного осевым линиям складок, еще не убедительно. Как с фактической, так и с теоретической стороны эта последняя проблема требует дальнейшего изучения¹.

Поперечные или перекрестные деформации. И Зандер и Шмидт оба используют эллипсоид деформации для того, чтобы объяснить пояса *bc* в кварце, описанные нами выше (стр. 121). Эти пояса бывают только перпендикулярны к обычным поясам *ac*. Зандер, разбирая их, следует той же линии рассуждений, какой он пользовался для того, чтобы объяснить удлинение, параллельное *B*. Он допускает, что в обычной деформации, когда *b* представляет ось вращения и образуется пояс *ac* для кварца, удлинение по *B* продолжается неограниченно, пока эта ось по длине не превзойдет *A* и, таким образом, не произойдет перемена ориентировки

¹ Тем, кто знаком с петрографическими проблемами, касающимися недеформированных изверженных пород, это рассмотрение может показаться не полным без упоминания хотя бы того, что сделано по расшифровке аналогичной линейности, возникающей при жидком течении. Эта проблема кратко затронута автором в одной из работ [35]. Она изучена, однако, неудовлетворительно и, кроме того, выходит за рамки основного содержания этой книги.

осей. В результате нового положения A и B должен развиваться пояс bc . Гипотеза, таким образом, допускает, что образование поясов относится в раздельным периодам. Возражение, которое можно здесь выдвинуть, касается ориентировки направления стресса относительно этих преобразованных осей деформации. Переориентировка последних не обязательно подразумевает еще и переориентировку первоначально ориентированного стресса, и в общем случае его направление, благоприятное по отношению к осям первичной (первоначальной) деформации, окажется менее благоприятно ориентированным относительно новых, переменившихся местами осей деформации A и B . Признаки такой поперечной деформации в виде пояса bc должны, таким образом, быть менее резко выражены, чем признаки главной деформации. Это именно и наблюдается во всех известных примерах, а поэтому приведенные выше возражения отчасти утрачивают свое значение. Эта гипотеза также используется Зандером для того, чтобы объяснить системы таких трещин скальвания, линия пересечения которых, вместо того чтобы быть параллельной b , перпендикулярна последней (рис. 67 и стр. 137). Такие трещины имеют то же отношение к поясам bc , как наиболее обычные к поясам ac . Они представляют поздние трещины скальвания, развивающиеся при перемене местами осей деформации A и B .

Шмидт [117] допускает, что главная ac и поперечная bc деформации развиваются одновременно. Его аргументация основывается на наличии в плоскости BC эллипсоида деформации (рис. 138) активной деформации, которая хотя и меньше, чем деформация в плоскости AC , тем не менее имеет некоторую возможную величину. Так же как и с точки зрения гипотезы Зандера, поперечная деформация в этом случае должна бы иметь более слабое развитие. Однако, повидимому, нет оснований для того, чтобы напряжения возникали только в плоскостях BC и AC , так как скальвающие напряжения развиты также в сечениях эллипсоида, промежуточных между A и B (рис. 138).

Третья возможность, не упомянутая Зандером и Шмидтом, касается развития седловидных складок под прямым углом к главным складкам изгиба (стр. 75 и 84). Существование таких складок предполагает поперечные деформации, и можно высказать предположение, что подобно тому, как в описанном случае развития поясов bc , они являются следствием тех же причин, которые вызывают перемещение осей деформации.

Сопоставления поясов bc с седловидными складчатыми структурами того типа, примером которых является

структура, изображенная на рис. 130, пока не делалось, и сложный характер таких структур не позволяет объяснять их простым применением эллипсоида деформации. Если бы удалось установить такие постоянные соотношения между поперечными складками и поясами *bc*, идея Зандера о позднем развитии поясов потеряла бы свое значение.

Трещины растяжения. Трещины растяжения обычно являются прямым отражением упругой деформации. Отсюда ясно,

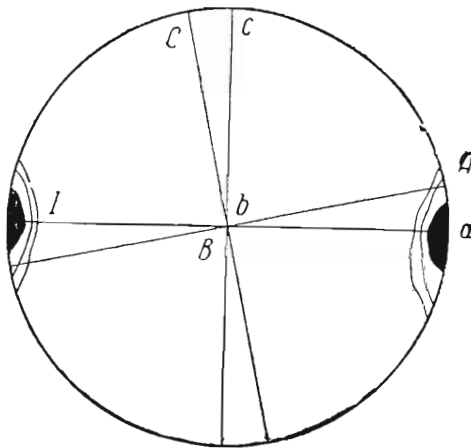


Рис. 145. Принятое отношение структурных осей *a*, *b*, *c* к осям деформации *A*, *B*, *C*, *D* в тектонитах с развитием максимума *l* для входящего в их состав кварца *gf*. Сравни с рис. 15.

что применение эллипсоида деформации может оказать существенную помощь при попытках объяснить их пространственное соотношение с другими элементами и выявить их зависимость от направлений удлинения. Для трещин *bc* на рис. 145 перенесены данные с рис. 69. Несмотря на то, что эти трещины только приблизительно параллельны *bc*, мы будем считать их строго параллельными *BC* и перпендикулярными к главной оси удлинения *A*. Они должны развиваться и на самом деле встречаются главным образом в зонах скалывания, где резко выражено удлинение, параллельное *A*. Из детальнейших работ, связанных с исследованием месторождений полезных ископаемых, часто приуроченных к таким зонам,—эти трещины растяжения довольно хорошо известны.

Рис. 145 показывает, что трещины *ac* совпадают с *AC* и перпендикулярны к меньшей оси удлинения *B*. Только недавно было установлено их широкое распространение в связи с участками, изобилующими трещинами *BC*; оно явно связано с типом удлинения, к которому приурочена каждая из этих систем. Трещины *ac* связаны с линейностью и удлинением, параллельными осевым линиям складок, в то время как трещины *BC* связаны с отдельными участками относительно интенсивной деформации. Зандеровская гипотеза удлинения объясняет развитие трещин *ac* при помощи предполагаемого поворота зерен относительно *B* (стр. 182). Этот механизм, мешая тому, чтобы удлинение, параллель-

ное применение эллипсоида деформации может оказать существенную помощь при попытках объяснить их пространственное соотношение с другими элементами и выявить их зависимость от направлений удлинения. Для трещин *bc* на рис. 145 перенесены данные с рис. 69. Несмотря на то, что эти трещины только приблизительно параллельны *bc*, мы будем считать их строго параллельными *BC* и перпендикулярными к главной оси удлинения *A*.

Они должны развиваться и на самом деле встречаются главным образом в зонах скалывания, где резко выражено удлинение, параллельное *A*.

ное А, стало эффективным, в то же время препятствует и широкому развитию трещин ВС. С другой стороны, ненарушенное направление слабого удлинения В проявляется разрывами с хорошим развитием трещин растяжения *ас*, перпендикулярных В. Там, где деформация сравнительно быстрая и резкая и вращение не имеет значения, образуются только трещины ВС. Гипотеза Зандера, таким образом, с равным успехом объясняет как трещины растяжения, так и удлинение; всякая другая альтернативная гипотеза должна точно так же рассматривать оба эти структурные свойства в их генетической связи.

Для складчатых горных пород была предложена одна из таких гипотез для объяснения трещин *ас* и удлинения перпендикулярного к ним (стр. 138). Но как уже указывалось, сложная природа двух взаимно перпендикулярных изгибов, повидимому, не допускает простого объяснения их с помощью эллипсоида деформаций, и попытки найти их соотношения пока нельзя рекомендовать.

Резюме

В этой главе рассматриваются общие свойства стресса и деформаций и, в частности, спорный вопрос о роли эллипсоида деформации при изучении явлений деформации горных пород. Указывается, что так как обратимая и необратимая деформации представляют одновременные явления, то концепция эллипсоида, по крайней мере в первом приближении, применима к непрерывному течению (необратимая деформация) так же, как и к обратимой упругой деформации. Подчеркивается более общее значение трехосной деформации (все оси активны) по сравнению с частным случаем двuosной деформации (промежуточная ось не активна), а также необходимость отличать свойства эллипсоида, связанные с природой деформаций от его чисто геометрических свойств. Показано, что общеизвестная гипотеза деформации Беккера, объясняющая неодинаково совершенное развитие пересекающихся поверхностей скалывания, отчасти ошибочна, почему ей следует предпочесть более позднюю гипотезу Шмидта.

Кратко охарактеризованы главнейшие гипотезы стресса и установлено значение максимума решающего напряжения скалывающей деформации. В тех случаях, когда к направлению стресса обращен тупой угол между пересекающимися поверхностями скалывания, как это, повидимому, имеет место во многих геологических примерах, можно думать, что могут быть применимы как гипотеза стресса, так и

гипотеза деформации. Другие геологические проблемы, связанные с неодинаковым развитием пересекающихся поверхностей скалывания (см. выше) или с удлинением, не могут найти объяснения в гипотезе стресса. Рассмотрены генетические соотношения трещин растяжения ВС и удлинения, параллельного А в зонах смятия, а также трещин растяжения *ac* и удлинения, параллельного В (оси *b*) в складчатых областях. Объяснение первых при помощи эллипсоида деформаций совершенно надежно; происхождение вторых, согласно Зандеру, еще не имеет удовлетворительного объяснения.

Кратко разобрана существенная сторона явления поперечной (перекрещенной) деформации, и объяснение Зандера (главная деформация предшествует поперечной) противопоставлено точке зрения Шмидта (обе деформации одновременны). Разобрано также новое, противоположное объяснение, основанное на развитии поперечных (седловидных) складок.

Глава VII

ЗНАЧЕНИЕ ТЕКТОНИТОВ ПРИ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ И ИССЛЕДОВАНИЯХ ПРИКЛАДНОГО ХАРАКТЕРА

Введение

Смысл, заложенный в хорошо известной поговорке о лесе и деревьях, из которых он состоит, можно сравнить с некоторыми утверждениями, находящимися в предыдущих главах. Можно согласиться, что структурно-петрографическим „деревьям“ было там уделено больше внимания, чем структурному „лесу“. Никаких оправданий этому явному несоответствию мы, однако, не приводим, так как можно думать, что истинная картина „леса“ возможна только через глубокое познание его „деревьев“. Предыдущие страницы, в которых был дан обзор приближения к этой конечной картине, в то же время вскрывают весьма многочисленные слабые места той основы фактических знаний, которые требуются для дальнейшего изучения проблемы тектонитов. Ниже мы пытаемся уточнить представления о структурной петрографии, разбирая многочисленные идеи, высказанные уже давно или в наши дни и выдержавшие проверку при полевых исследованиях, показывая роль структурной петрологии в практике современного геологического изучения и пытаюсь установить прикладную ценность и пути возможного использования некоторых ее положений для практики.

Развитие представлений, относящихся к сланцеватости и линейчатости

В предыдущем тексте мы неоднократно подчеркивали, что признаки какой-либо поверхности s отнюдь не сводятся только к явно выраженному пространственно-плоскостному расположению (сланцеватость) или пространственно-линейному расположению (линейность) пластинчатых или призматических минералов. Это положение является одним из главных вкладов структурной петрологии в проблеме деформации горных пород. Тем не менее полевые исследования в огромной степени зависят от видимых поверхностей s , и последние представляют ту основу, с которой связывают обычно большую часть всех остальных структурно-петрографических признаков. Поэтому чрезвычайно существенной

представляется разработка понятий о сланцеватости и линейности и правильная увязка на основе этих понятий структурно-петрографических данных при региональных исследованиях.

В течение более чем столетия геологи в полевых условиях соприкасались с проявлениями сланцеватости и линейности, и первые же исследователи выдвинули множество чрезвычайно интересных гипотез, а также проделали ряд экспериментов с целью объяснить их происхождение.

Эти ранние работы явились благодарной основой для развития современных представлений.

Первым в списке исследователей стоит Науманн [87 а], в 1833 г. описавший линейность гнейсов из Саксонии. Им было подмечено, что простирающиеся линейности гнейсов в пределах какой-либо данной площади выдерживаются в большей степени, чем простирающиеся сланцеватости, — этот вывод и сегодня полностью сохраняет свое значение.

Десятью годами позже, в 1843 г., Филлипс описал „ползучие“ движения частиц породы, действие которых сводится к перекачиванию этих частиц в направлении, которое всегда сохраняется в пределах той или иной достаточно большой площади района¹.

Несмотря на некоторую неопределенность выражения Филлипс в отличие от всех его ближайших преемников был ближе всего к идеям, впоследствии выдвинутым Зандером, о движении компонентов (течение твердых тел) и тектонических осях. Вслед за Филлипсом Шарп в 1849 г. установил, что уплощение частиц в направлении, перпендикулярном к сжатию, приводит к образованию сланцеватости. Сорби (1853 г.), впервые изучавший горные породы под микроскопом, установил, что слюды располагаются параллельно сланцеватости, и предполагал, что она перпендикулярна к направлению давления. Ложль (1858 г.) сформулировал представление о деформации без вращения, которую считал основным процессом при развитии сланцеватой слоистости в породах. Тиндаль (1859 г.) и Добре (1879 г.), относящиеся к числу классических экспериментаторов последнего столетия высказали предположение, что сланцеватость развивается нормально к давлению и что пространственная ориентировка частиц несущественна.

Следующие два исследователя — Гейм (1878 г.) и Лоретц (1882 г.) — дали впервые подробный анализ сланцеватости и связанных с нею структур. Гейм [52] установил, что: 1) секущий кливаж или, другими словами, в современных тер-

¹ Эта и большинство последующих ссылок приведены по Зандеру [105].

минах—осевая плоскость сланцеватости развивается перпендикулярно к главному направлению давления, представляя структуру деформации; 2) падение этого кливажа не зависит от напластования и падения слоистости, а простираение обычно совпадает с простираением слоев; 3) складчатость и секущий кливаж развиваются одновременно, так как наилучшим образом кливаж выражен в сводах и перегибах складок; 4) линейчатость отмечает наибольшее удлинение, которое в своей работе Гейм иллюстрирует растянутыми белемнитами; 5) отдельности растяжения образуются перпендикулярно к линейности. Лоретц [76] пришел к следующим выводам: 1) секущая сланцеватость образуется позже, чем складки, связанные с нею; 2) линия пересечения сланцеватости и слоистости параллельна линейности; 3) движение, параллельное линейности, должно быть очень слабым, так как в этом направлении искажение форм окаменелостей не особенно значительно; 4) наиболее крупными отдельностями, возникающими при растяжении, являются те, расположение которых перпендикулярно линейности.

Гейм и Лоретц представляют как бы исключение среди ранних исследователей в их попытках различать линейность, трещины растяжения *ас* и удлинение, параллельное осевой линии складки. Их наблюдения, относящиеся к секущему кливажу (осевой плоскости сланцеватости) и слоистости, почти идентичны с выводами более поздней, появившейся в Америке работы Ван-Хайза [132].

Понятие „кристаллизационной сланцеватости“ было введено Леманом (1884 г.); позже Ван-Хайз (1898 г.) и Бекке (1903 г.) явились стойкими защитниками этого представления соответственно в Америке и в Европе. Ими преуменьшалось значение ориентирующего влияния скольжения кристаллов и рассмотренного нами выше (см. стр. 145) псевдовязкого течения или перекристаллизации под нагрузкой.

В 1893 г. Беккер [15] для объяснения сланцеватости предложил свою гипотезу деформации, которая явилась прямо противоположной по замыслу идее „кристаллизационной сланцеватости“. Следуя взглядам Тиндала и Добре, он думал, что пространственная ориентировка зерен не играла существенной роли в возникновении сланцеватости. Далее, он считал, что сланцеватость всегда представлена в эллипсоиде деформации плоскостями наименьшего искажения. Это последнее заключение было уже рассмотрено нами (см. табл. 7). Его принципиальными критиками были Ван-Хайз [132] и Лизс [73], которые, основываясь на результатах своих обширных полевых исследований и результатах микроскопического изучения пород района Верхнего Озера,

придерживались взгляда, что сланцеватость вызвана „таким расположением частиц минералов, при котором их наиболее длинные диаметры, или наиболее совершенная спайность, или то и другое одновременно имеют общее направление“. Это определение соответствует пространственной ориентировке зерен вместе с элементами ориентировки кристаллической решетки, связанными с пластинчатым габитусом минералов, о которых идет речь. Допуская в то же время возможность ориентировки решетки, Лизс писал: „Кристаллографические или векторные свойства всякого минерала ориентированы только в том случае, если они находятся в постоянных отношениях с параллельными пространственными осями“. Это параллельное пространственное расположение возникает тремя способами, которые мы перечислим в порядке их уменьшающегося значения: 1) вследствие перекристаллизации при параллельном положении новых кристаллов; 2) вследствие поворота частиц; 3) вследствие скольжения вдоль кристаллографических плоскостей. Следы скольжения могут быть уничтожены перекристаллизацией. Плоскость, которую занимает осевая плоскость сланцеватости, соответствует плоскости АВ в эллипсоиде деформаций. Эта плоскость, однако, не всегда лежит перпендикулярно к главному направлению бокового давления, как это предполагалось большинством ранних исследователей. Другими словами, объяснение сланцеватости, данное Лизсом, приложимо только к одному ее типу — именно к сланцеватости, развивающейся параллельно осевым плоскостям складок. То, что имеются и другие характерные типы, в настоящее время уже не нуждается в пояснении. Автор [34] выделил два главных типа, обозначив их терминами сланцеватость „осевой плоскости“ и сланцеватость „напластования“. Мид [79] описал три господствующих типа сланцеватости: 1) сланцеватость течения (осевой плоскости), 2) сланцеватость скалывания, не обязательно связанного с осевыми плоскостями и напластованием, но обычно параллельная осевым линиям, и 3) сланцеватость напластования (параллельная напластованию).

Последний тип сланцеватости в огромной степени представляет результат перекристаллизации и кристаллического новообразования без сколько-нибудь значительных движений. Встречается сланцеватость, связанная с течением, развивавшаяся после складчатости и пронизывающая правильной сеткой целые крупные структуры. Сланцеватость скалывания позднее сланцеватости течения и ограничивается определенными зонами, в которых локализируются движения. Клоос и Мартин [26] считали, что осевая плоскость сланцеватости развивается одновременно со складчатостью. Свен-

сон [125a] указал на способ возникновения осевой плоскости путем перекристаллизации. Мюгге [84] не давал классификации типов сланцеватости; тем не менее он подчеркивал, что в образовании тектонитов всегда одновременно участвуют и перекристаллизация и деформация, характеризуя, таким образом, общий процесс в соответствии с современными структурно-петрографическими представлениями. Кенигсбергер и Морат [65a] предпочитали объяснять развитие сланцеватости при помощи скольжения и деформации с разрывом.

Эта сводка представлений о генезисе сланцеватости и родственных ей структур показывает существование ряда гипотез, противоположных друг другу и оказавшихся нежизненными в свете полевых исследований, отчасти потому, что исходный материал для разработки этих гипотез был ограничен видимыми внешними особенностями структур. Даже при наличии новой техники, облегчающей получение статистических данных по ориентировке минералов, полная увязка этих расхождений во взглядах еще невозможна. Действительно, детали ориентировки минералов иногда сильно усложняют картину предшествующей деформации, в связи с чем возникают новые, временами неразрешимые проблемы. Это обстоятельство скорее можно приветствовать, нежели сожалеть о нем, так как оно подчеркивает, что деформация горных пород подобна золоту, „которое встречается там, где мы его находим“, а не ограничена горными породами с развитой сланцеватостью. Структурная петрология, поскольку она касается тектонитов, обнимает изучение всех типов деформаций, независимо от того, проявляются ли они визуально или имеют чисто статистическую природу. В свете последних структурно-петрографических работ можно видеть, что все более ранние полевые исследования имеют определенную ценность, но только немногие из них являются действительно законченными. Так, например, течение, вызванное скольжением, играет существенную роль при деформации только некоторых минералов, тогда как при деформации других минералов ведущая роль переходит к разрыву. Иногда главным процессом является перекристаллизация под нагрузкой, а иногда — перекристаллизация отжига. Резкая пространственная ориентировка (являющаяся условием для резко выраженной сланцеватости и линейности) либо развивается, либо отсутствует в зависимости от кристаллического габитуса слагающих горную породу минералов и от хода процесса деформации. Соседние, но разные минералы могут по-разному отзываться на одинаково направленные усилия — одни будут

испытывать скольжение, другие — разрывы, а третьи — перекристаллизацию. Один процесс может следовать за другим, причем отпечатки ранней деформации в разных минералах могут быть стерты или сохраняются в неодинаковой степени. Таким образом, нельзя объяснить происхождение тектонитов, даже состоящих из самых обычных минералов, при помощи какой-либо одной универсальной гипотезы, что в особенности справедливо по отношению к тектонитам с резко выраженной сланцеватостью и линейностью. Это обстоятельство представляется наиболее уязвимым местом подавляющего большинства всех представлений, которые перечислялись выше.

Спекуляции здесь, следовательно, не имели бы оправданий, если бы было собрано достаточно большое количество структурно-петрографических данных. Общую теорию также нельзя создать до тех пор, пока результаты такого полного структурно-петрографического исследования не будут воспроизведены экспериментальным путем. Это может казаться утопическим, но мы имеем настолько быстрое развитие экспериментальных работ, что весьма вероятно наступит такой день, когда окажутся синтезированными все типы сланцеватости и линейности.

Сланцеватость по осевой плоскости

Особое упоминание о сланцеватости, параллельной осевой плоскости складок (называемых здесь осевой плоскостью листоватости), является необходимым по той причине, что она занимает выдающееся место в американской геологической литературе. Хотя впервые этого рода сланцеватость была описана в Европе [52], [76], представления о ней носили случайный характер и никаких практических выводов из многочисленных наблюдений над соотношениями сланцеватости и слоистости не было сделано. Некоторые особенности этих соотношений возбудили большой интерес в Америке и стали источником значительных разногласий. Недавние сводки по состоянию данного вопроса в связи с структурно-петрографическими исследованиями, предпринятыми Мидом [7] и в особенности Свенсоном [125а], подчеркивают желательность его расширенного рассмотрения.

Вначале, с риском показаться педантом, я должен выразить протест против продолжающегося употребления термина *квиваж течения*, обозначающего по существу сланцеватость, параллельную осевой плоскости складок. Термином *квиваж*, кроме текстур типа сланцеватости осевых плоскостей обозначаются разнообразные параллельные текстуры горных

пород, причем в одинаковой мере можно оспаривать правомерность этого термина почти в каждом отдельном случае¹.

Можно согласиться с тем, что этот термин получил самое широкое распространение, например, при описании способности расщепляться у глинистых сланцев, и сейчас настолько укоренился в геологии, что, несмотря на все его недостатки, вряд ли может быть удачно заменен каким-нибудь другим. В минералогии английский термин *cleavage* имеет вполне определенное и точное значение (русское „спайность“), однако геологи тот же термин *cleavage* начали использовать без ограничений во всех случаях, когда встречается сланцеватость, что едва ли можно оправдать. По мнению автора, лучше понимать термин *сланцеватость* (*foliation*) в том смысле, как мы описали ее в нашей книге².

Полевые геологи, например, часто называют осевую плоскость сланцеватости „квиважем течения“, что как будто является неправильным. Допуская, что сланцеватость по осевой плоскости возникает особым, отличающимся от других типов сланцеватости способом, все же следует считать, что всякая сланцеватость в деформированных породах первоначально вызвана стрессом и при этом всегда развивается, хотя бы и слабое, течение твердой среды; путем ли резко отличных процессов, например трансляционного скольжения или перекристаллизации под нагрузкой, — это не столь важно. В широком смысле при деформации горных пород сланцеватость даже и не является непременно следствием течения, не проявляясь совсем в тех случаях, если отсутствуют минералы, могущие ее создать. Можно согласиться с тем, что термин *осевая плоскость*, может быть, и не самый удачный, для того чтобы заменить термин *течение*, но по крайней мере он не вызывает возражений с генетической точки зрения.

¹ Включая сюда „квиваж разлома“ в смысле Лизса [74] и других авторов. Кроме общих возражений против термина *квиваж* в применении к горным породам — это двойное определение может с успехом заменяться „трещинами скалывания“; таким образом мы сможем непосредственно противопоставлять их „трещинам растяжения“.

² В русской терминологии английский термин *cleavage* передается различными словами, когда он означает спайность в минералах и сланцеватость в горных породах. Однако наш термин *сланцеватость* не отвечает точно ни одному английскому термину, выражающему это свойство горных пород. Он шире и одинаково обнимает и *foliation* и *shistosity* английского языка. Для уточнения его в случае кристаллической сланцеватости (*shistose*) горных пород лучше говорить „кристаллизационная сланцеватость“ и „кристаллически-сланцеватые породы“. Термин *квиваж* чаще всего употребляется в нашей литературе для обозначения способности горной породы раскалываться на тонкие пластинки (*fissility*), что некоторые авторы обозначают также словом „сланцеватость“. — *Прим. ред.*

Обращаясь вновь к основной теме, укажем, что осевые плоскости сланцеватости характеризуются следующим: 1) сланцеватость параллельна осевой плоскости смятых пластов; 2) сланцеватость развивается повсюду в слоях одинакового литологического состава в одинаковых формах, без различия от того, развивается ли она на крыльях, в сводах или синклинальных перегибах; 3) сланцеватость получает одинаковое развитие как в нормальных, так и в изоклинальных складках; 4) в горных породах возникают новые минералы; 5) линейность параллельна осевой линии складок (т. е. отвечает линии пересечения сланцеватости и напластования или погружению складки).

Выводы осевой плоскости, основанные на данных полевых наблюдений и обычном петрографическом исследовании, сформулированные Свенсоном [125a] и более ранними авторами, например Бекке, Харкером, Ван-Хайзом и Лизсом, сводятся к следующему: 1) сланцеватость представляет результат перекристаллизации и 2) направление ориентированного давления (стресса) перпендикулярно сланцеватости. О линейности, параллельной осевым линиям (оси b), не упоминается. Если линейность создана удлиненными элементами сложения, которые развиваются вследствие образования трещин на пересечении сланцеватости и напластования (слоистости), то, собственно говоря, проблема линейности исчезает; она может еще существовать в замаскированной форме, если линейность вызвана последующим ориентированным ростом зерен в направлении, параллельном осевым линиям. Такой рост зерен будет только подчеркивать ранее существовавшую линейность. Наконец, в тех случаях, когда линейность обязана своим происхождением удлинению элементов строения, проблема приобретает большую сложность и остается пока неразрешенной (см. стр. 182). Таким образом, следует принимать определенное решение относительно характера линейности после тщательного изучения осевой плоскости сланцеватости.

Гипотеза перекристаллизации, поддерживаемая Свенсоном [125a], соответствует представлению о псевдовязком течении (перекристаллизация под нагрузкой), и общее рассмотрение ее вероятного влияния на ориентировку уже было дано выше (см. стр. 145). Соответствующих структурно-петрографических исследований ориентировки минералов в сланцеватости, отвечающей осевой плоскости, еще не производилось. Исследование Ферберна (34) не было закончено и основывалось на слишком небольшом материале. Предположительное допущение Нопф и Ингерсона [65], что связанная с осевой плоскостью сланцеватость представляет

дислокацию, сопровождающую образование складок скалывания (стр. 150), не вытекают из существующих данных. Несколько примеров складок небольшого масштаба, относящихся к этому типу, при изучении Зандером с помощью структурно-петрографических методов (стр. 151), не позволили прийти к однозначному решению вопроса об их происхождении, так как весьма часто деформация была ограничена образованием двойников, и некоторые из его анализов в связи с этим оказались не полными. Сгущение плоскостей осевой сланцеватости в податливых слоях, заключенных в лишенные сланцеватости неподатливые слои, точно так же было отмечено Свенсоном как фактор, неблагоприятный для образования складок скалывания. Сверх того, однородное развитие сланцеватости осевой плоскости по всей складке трудно объяснить как следствие срезания по той причине, что можно было бы ожидать более слабое скалывание в перегибах по сравнению со скалыванием на крыльях складки. Точно так же мы должны бы были иметь более совершенную сланцеватость в изоклинальных складках, чем в нормальных. Гипотеза перекристаллизации под нагрузкой хотя и остается пока неподтвержденной точными структурно-петрографическими исследованиями или экспериментальными данными, тем не менее находит объяснение всем этим особенностям. Известные особенности сланцеватости по осевой плоскости не представляют серьезных препятствий для применения этой гипотезы, и так как при перекристаллизации под нагрузкой в экспериментах (по крайней мере в простых кристаллах) возникает строение с вытянутыми перпендикулярно к направлению давления кристаллами, то ориентировка сланцеватости в горной породе параллельно осевым плоскостям складок находит правдоподобное объяснение. С точки зрения полевого геолога, таким образом, существует больше подтверждений для перекристаллизации, чем скольжения. Эмпирические правила интерпретации структур, которые исходят из этих представлений, касающихся осевой плоскости листоватости, оправдывались в течение длительного времени, и нет необходимости перечислять их вновь.

В заключение нужно еще раз подчеркнуть, что сланцеватость по осевой плоскости отнюдь не единственный тип сланцеватости и что сланцеватость, сама по себе будучи незаменимой при полевых исследованиях, все же не представляет главного элемента при деформации горных пород в том широком аспекте, в котором последняя рассматривается в этой книге.

В предыдущем рассмотрении сланцеватости по осевой плоскости имелась в виду, как правило, сланцеватость только

одних пластинчатых минералов, однако другие минералы, как, например, кварц, могут составлять значительную часть горной породы. Таким образом, рассматривая то или иное объяснение, следует ясно указывать, применяется ли оно ко всем элементам строения или ограничивается только некоторыми из них. До тех пор, пока это не сделано и пока нет основных сведений об ориентировке, можно легко впасть в ошибку.

Региональные структурно-петрографические исследования

Со времени развития техники статистического изучения ориентировки минералов Шмидтом и Зандером структурно-петрографический анализ соединяли с региональным картированием, производившимся во многих районах. Описанные здесь случаи не обнимают, конечно, всего того, что было опубликовано, но тем не менее они могут считаться характерными. В большинстве примеров имеющиеся структурно-петрографические факты преобладают над возможной в настоящее время интерпретацией их и до некоторой степени, таким образом, время, затраченное на определение региональной ориентировки минералов, не соответствует полученным результатам. Тем не менее полевая геология получает определенные выгоды при ее связи со структурной петрологией; в качестве примера приведем распознавание значения линейности, которая долго игнорировалась полевыми работниками.

В Восточных Альпах Шмидегг [110], [111] произвел большую работу по картированию сложных формаций кристаллических сланцев и гнейсов. Типичные круто погружающиеся структуры этих пород резко отличаются от полого залегающих надвиговых структур Швейцарии. Значение этих структур не было точно понято в первое время, их пытались объяснить в свете представлений о надвиговом строении Швейцарских Альп: это объяснение гораздо позже было опровергнуто австрийскими геологами. Во многих местах на такие круто погружающиеся структуры наложены полого опускающиеся оси b , явно более молодые, чем крутые оси b . В Восточном Тироле картирование тектонических осей показало, что они приурочены только к дотриасовым породам. В гнейсах этой области, вмещающих формацию доломитов триаса, были встречены три различные группы b осей, не одинаковые по возрасту и изменчивые по степени развития. Отчасти доломиты несогласно налегают на них и замечательным образом не обнаруживают признаков существования этих тектонических осей. Шмидегг также нашел,

что оси полого погружающихся структур приурочены гипсометрически главным образом к вершинным частям изученных им хребтов.

Соблазнительно, основываясь на описанных соотношениях, сделать общий вывод, что круто погружающиеся структуры развивались на глубине большей, чем полого наклоненные структуры, и что в восточной части Альпийской области обнажены более глубокие корни, чем в Западных Альпах. Хотя Шмидегг не имел возможности произвести статистические анализы соразмерно с огромной величиной закартированной им площади, его работа указывает направление дальнейших исследований, которые должны будут прежде всего основываться на картировании *b* осей; от этого, очевидно, можно будет ожидать некоторых положительных результатов.

Менее надежна интерпретация, предложенная Клоосом [27], для объяснения результатов его структурно-петрографической работы в Альпах Сильверетта. Он нашел, что ориентировка кварца несимметрична с макроскопическим строением, и относит максимумы кварца к четырем фазам позднеальпийского орогенеза, никаких следов которого в макроскопическом строении породы не обнаруживается. Венк [136] отвергает выводы Клооса, как основанные на недостаточном использовании достоверных полевых данных и предшествующей литературы. По мнению Венка, нужно считать характерными не максимумы, располагающиеся внутри поясов, а самые пояса, которые и позволяют рассматривать их как указание на доальпийскую (а не альпийскую) орогению.

Регионально-структурное петрографическое изучение гранулитовых гнейсов предпринималось несколькими авторами, имена которых перечисляет Зандер [105]; диагностические особенности ориентировки этих пород хорошо известны (стр. 121). Совсем недавно Сахама [100] выполнил широкое сравнительное региональное изучение гнейсов этого типа. Из пояса в 300 км длиной и от 40 до 90 км шириной, находящегося в Финской Лапландии, было сделано около 80 диаграмм с ориентировкой слюды и кварца. Пояса ориентировки слюды симметричны по отношению к макроскопическому строению, в то время как кварц, хотя и показывает очень постоянный рисунок, в общем асимметричен относительно микроскопического строения и ориентировки слюды. Он обнаруживает типичную „гранулитовую ориентировку“. Применяя различные дополнительные полевые наблюдения, Сахама пришел к выводу, что ориентировка кварца развилась при деформации, следовавшей за той, которая вызвала макроскопическое строение и ориентировку слюды.

Он предполагает наличие двух направлений движения, пересекающихся под углом около 40° , каждое из которых можно согласовать с имеющимися полевыми доказательствами. Он принимает общераспространенное объяснение гранулитовой ориентировки кварца, ограниченное поступательным движением с упором на деформацию "сплющивания" (стр. 121). Сахама исследовал также структурную петрологию части восточного берега Гренландии [99]. Были изучены гранулитовые гнейсы и инъекционные гибридные породы, но к выводам, столь же определенным как в отношении гнейсов Лапландии, он не пришел. Узоры расположения кварца как будто независимы от макроскопического строения.

У водопада Шавиниген, в Квебеке, Осборн и Лоузер [90] исследовали ориентировку кварца и слюды в районе, сложенном гнейсами и кварцитами. "Косые пояса" кварца, типичные для многих гранулитовых гнейсов, наблюдались и здесь, причем их удалось увязать с двумя *b* осями, установленными в поле. Узор ориентировки, который можно отнести к поздним *b* осям, наложен на более древнее строение. Авторы объясняют деформацию, исходя из предположения о происходящем в кварце скольжении по ромбоэдру. Это объяснение не подтверждается экспериментальными или структурно-кристаллографическими доказательствами.

Тернер [130], [131] исследовал со структурно-петрографической точки зрения кристаллические сланцы восточного Отаго в Новой Зеландии. В большинстве своих последних работ он устанавливает, что ориентировка кварца асимметрична по отношению к ориентировке слюды. Второстепенные максимумы слюды обнаруживают некоторое симметрическое отношение к кварцу. Согласно Тернеру, ориентировку кварца контролировали, вероятно, направления призмы, а не ромбоэдра. Ввиду неясностей в деформации кварца вообще это заключение должно считаться только предварительным.

Клоос и Хитенен [25а] при помощи структурно-петрографических методов исследовали известный надвиг Мартика в Пенсильвании и Мериленде. Исследования их проливают некоторый свет на вопрос о предполагавшемся докембрийском возрасте Уисахиконских сланцев, которые образуют верхнее крыло "надвига". Исследование было более 80 образцов, представлявших указанную формацию и взятых из обнажений по обе стороны от предполагаемого разлома. Кварц и слюда (главные из изучавшихся минералов) имеют узоры ориентировки, строение которых обнаруживает обычную тектоническую ось, параллельную осям складок. Детали диаграмм увязываются между собой, если принять предположение о некотором повороте зерен около этой оси. Не бы-

ло встречено никаких максимумов, которые были бы типичными только для одного из крыльев надвига. Это соответствует и внешним особенностям пород, которые, согласно Клоосу и Хитенен, не обнаруживают структур или текстур только в одной формации и не были бы типичными вместе с теми и для другой. Общий вывод заключается в том, что ни полевые данные, ни материалы структурно-петрографического изучения не подтверждают гипотезу надвига и заключение о докембрийском возрасте Уисахиконских сланцев.

Филлипс [91], [92] является первым исследователем проблем структурной петрографии в Британии. Работая в районах, где уже ранее производилась детальная геологическая съемка, он располагал широкими возможностями для структурного петролога. Ориентировка кварца в кристаллических сланцах Мойн, изученная им, обнаруживает обычные пояса *ас*, перпендикулярные к линейности. Общепринятое объяснение деформации, дающее указанную ориентировку, соответствует старой гипотезе Рида, согласно которой мойнский метаморфизм, вероятно, предшествовал торридонскому или, может быть, что менее вероятно, каледонской эпохе орогении. Движения по простиранию в направлении на северо-восток соответствуют направлению, ранее считавшемуся характерным для доторридонских дислокаций. Каледонские движения, видимо, оказали малое влияние на ориентировку. В более поздней работе, посвященной серии Тэрскавейгмойн, Филлипс получил подтверждение тому, что деформация этих пород отвечает торридонской эпохе и возникла в связи с надвиганием с юго-востока. Было бы весьма желательно продолжить дальнейшие работы в этой классической области нагорий.

В заключение необходимо отметить, что положительные структурно-петрографические результаты в ряде приведенных примеров всегда основаны на данных об ориентировке решетки одного и того же минерала — кварца, дополненных диаграммами пространственной ориентировки слюды. Так как ориентировка кварца еще не вполне снята, использование ее в региональных проблемах можно считать в лучшем случае дактилоскопическим методом, при котором можно получить ориентировки, весьма существенно изменяющиеся от точки к точке. Интерпретация ориентировки кварца при помощи представления о разрывах или механизме скольжения еще не вполне надежна. Приложение „дактилоскопии“, однако, полезно при любом эмпирическом исследовании, и потому его можно рекомендовать. Каждое полевое исследование ориентировки в тектонитах прибавляет звено к цепи

данных, которые, если непосредственно еще не являются исчерпывающими, тем не менее помогают увеличить запас ценных сведений.

Практические приложения

Вероятно, многие читатели при просмотре страниц под таким заголовком попытаются поскорее познакомиться со структурной петрологией из содержания нижеследующих параграфов.

Это положение несколько напоминает нетерпение читателей детективных историй, которые ищут решения загадок раньше, чем узнать детали преступления. Прямое использование техники структурного анализа в прикладных целях имело место пока в немногих случаях, так что нельзя посоветовать изучать книгу с этой точки зрения. Если бы нужно было это, то пришлось бы исключать много материала из предшествующих глав.

Косвенное приложение концепций структурной петрологии — совсем другое дело. Если справедливо, что профессиональные геолсты непосредственно отвечают за недостаточное число открытий рудных месторождений, то также справедливо, что основные выводы полевой работы и материалы, которые она дает геологу, косвенно отражаются на многих важнейших проблемах горного дела. Это будет особенно верно в будущей работе по структурно-петрографическому анализу. Любая техника, которая позволяет нам достичь более основательных знаний в области проблем деформации, не нуждается в том, чтобы доказывать ее конечную пользу для практических геолстических работ. То, что в настоящее время еще нельзя дать удовлетворительного ответа на все вопросы, стоящие перед нами, еще не является критерием для оценки метода. Наиболее ясные из опубликованных в литературе случаев непосредственного применения ориентировки минералов к практическим проблемам — это пример изучения „люмара“ — поделочного мрамора, описанного Бэйном [10]. Ценность этого мрамора зависит от его свойств: хорошо пропускать свет, что в свою очередь определяется: 1) характером окрашивающего вещества, 2) толщиной интергранулярных воздушных пленок и 3) характером ориентировки зерна. Свет проникает в любую породу крайне извилистым путем и проходимость его увеличивается для данной толщины слоя, если этот путь можно как-то спрямить. В случае „люмара“ этого можно достичь двумя путями: камень обрабатывается таким способом, что толщина междузерновых воздушных пленок в нем получается в 2,5–5 м. Это

дает максимальную „искру“ от отдельных зерен на полированных поверхностях. Материал выбирается таким образом, что его вертикальные оси ориентированы по единственному максимуму (рис. 146). Тонкая пластинка затем выпиливается параллельно АА. Эта особая ориентировка пластинки имеет преимущество по той причине, что угловая величина зоны, для которой n_e не подвергается вообще отражению, составляет 85° , для n_o эта зона 74° . Так как n_e параллельно вертикальной оси кристаллов кальцита, то пластинку вырезают из материала, ориентированного, как показано на рис. 146, для того чтобы он пропускал максимальное количество света. Кроме того, по n_e световые колебания при прохождении света через зерна испытывают значительно меньшую абсорбцию, чем по n_o .

При отборе материала с соответственной ориентировкой осей и распределением воздушных пленок, а также при надлежащем выпиливании пластинок, можно получить просвечивающий камень, который может заменять стекла в окнах.

Второй пример более общего характера относится к деформированному телу сульфидных руд из Центральной Швеции, которое изучалось Корном [67]. Детальные полевые работы и лабораторные исследования указывают на вероятность того, что породы, вмещающие рудное тело, подвергались двум деформациям, которые действовали под прямым углом друг к другу (поперечные или перекрестные деформации). В рудном теле, с другой стороны, обнаруживаются признаки только одной, более поздней деформации. Это весьма важный вывод, поскольку он указывает один из путей, по которому должны пойти будущие работы, связанные с рудными месторождениями.

Косвенное прикладное значение можно было бы продемонстрировать на многих примерах, которые приводились в предыдущих главах, не потому, что они ценны сами по себе, но потому, что из них вытекают положительные или предположительные выводы. Так как в большинстве случаев

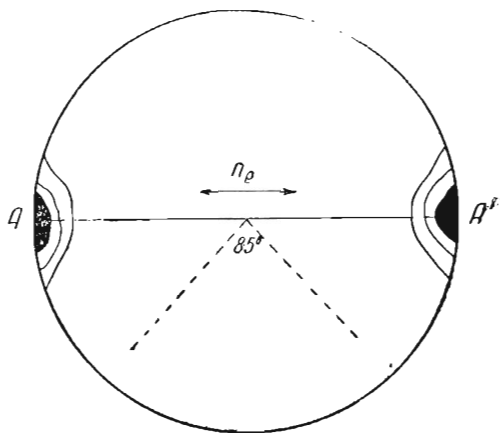


Рис. 146. Схема, показывающая отношение ориентировки зерна и полированной поверхности (АА') в люмаре. По данным Бэйна [11].

рудные месторождения связаны с зонами смятия (скальвания), то очень важно в таких случаях определить относительное значение процессов скольжения, перекристаллизации и разрыва. В настоящее время это можно сделать только отчасти, но тем не менее можно получить весьма полезные сведения. Очень существенной представляется природа линейности, параллельной или перпендикулярной к *b*. С нею непосредственно связаны проблемы удлинения, так как линейность в одних случаях может быть, а в других не быть выражена в удлинении. Трещины растяжения *ac* и *BC* примерно перпендикулярны к удлинению, где бы мы их ни встретили. Трещины *BC* в подавляющем большинстве случаев предпочтительно развиваются в зонах смятия (скальвания). Для некоторых минералов можно определить линии скольжения и сопоставить их с направлением движения. Пластинки деформации в кварце, хотя еще и остаются не вполне понятными, повидимому, приурочены к зонам смятия. Развитие максимума *I* для кварца подобным же образом представляет обычное указание на исключительно сильную деформацию.

Возможность определения направления движения вдоль поверхностей скальвания, как, например, в двойниковых карбонатных тектонитах или в тех случаях, когда пластинка слюды имеет статистически черепчатое расположение, также может иметь практическое значение. В связи с этим следует отмечать признаки вращения метакристаллов, которые помогают выяснить направление движения. С помощью наблюдений над метакристаллами можно также приблизительно определить величину абсолютного движения. Пересекающиеся трещины скальвания могут явиться полезным источником сведений, как это показали работы Зандера, и могут помочь при увязке направления стресса и деформации. Разграничение наложенных деформаций, как, например, в только что упоминавшемся примере работы Корна, может привести к интересным выводам, но его обычно не удается произвести на основании одной только полевой работы. Структурно-петрографическими методами можно с наибольшим успехом изучать роль скальвания в нарушениях складок изгиба. Девственное поле для исследований представляют проблемы, связанные со складками в более податливых прослоях. Унаследованная ориентировка, которую имеют некоторые горные породы со строением, обусловленным новообразованием минералов, нераздельно связана с метасоматозом, так что определение ориентировки в таких породах можно очень рекомендовать. Очевидное поле исследований, но еще не затронутое, намечается в области

минерализованных кварцевых жил. Известно для многих случаев, что минерализация в этих жилах имела место в поздние стадии процесса заполнения трещин. Может существовать несколько генераций кварца. Дополнительные структурно-петрографические исследования в особенности желательны там, где полевые наблюдения указывают на сильное смятие и раздробление. Автор дал очерк проблем этого рода ранее в одной из своих работ [33а].

При открытых работах в каменоломнях, в особенности там, где добываются так называемые „беструктурные“ камни, предварительное микроскопическое исследование их строения поможет избежать многих технических трудностей. Зандер [108] и Холлер [54а] ссылаются на многочисленные примеры, где направления максимумов и минимумов сопротивлению раздавливания были асимметричными в отношении макроскопического строения: отдельности, сландеватости и т. д., но весьма определенным образом были связаны с некоторыми особенностями ориентировки, которую можно было распознать только путем микроскопического изучения.

Так, например, в случае с гранитами, которые изучались Бэллом (стр. 75), направление наибольшего сопротивления раздавливанию, параллельное подчеркнутой слюдой поверхности s , обычно не предусматривалось. Это направление может, однако, зависеть от некоторых других неисследованных особенностей строения, например, от ориентировки плагиоклазов. Уже цитированные опыты с мраморами не расходились с подобным же предсказанием, так как породы были мономинеральными, и их полное строение исследовалось заранее.

Результаты, получаемые при региональных структурно-петрографических исследованиях, при которых „дактилоскопический“ отпечаток деформаций в различных породах устанавливается по кварцу, косвенно имеют существенное значение и для практических целей. Такие исследования дополняют картину структуры деформированного района и по своей возможной ценности важны не только для известных промышленных месторождений данной площади, но также как руководящие указания для поисков и открытия новых рудных площадей. Накопление региональных данных, касающихся поверхностей s , линейности, систем разрывов и ориентировки зерен, так же необходимо для исчерпывающего изучения структур, как сборы химических и минералогических данных необходимы для полного изучения вещественного состава.

Резюме

Эта глава подчеркивает значение тектонитов при полевых исследованиях и в области прикладной геологии. Здесь представлены взгляды на деформацию пород, принадлежащие современным и более ранним исследователям в области структурной геологии, главным же образом их представления о сланцеватости. Различия точек зрения и невозможность в настоящее время с помощью структурно-петрографических исследований и эксперимента привести эти точки зрения к общему знаменателю указывают на необходимость дальнейшей работы в этой области.

Дан очерк результатов региональных структурно-петрографических исследований, которые в большинстве случаев были плодотворными или во всяком случае обнадеживающими. Наконец представлена сводка результатов, которые можно расценивать как имеющие или по крайней мере могущие иметь прикладное значение, причем степень его в большой степени зависит от местных условий.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глава VIII

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ СБОРОВ И РАБОТА СО ШТУФАМИ**Введение**

Структурно-петрографический анализ требует самой тщательной ориентировки изучаемого материала, применения специальных измерительных приборов и удобного проектирования полученных данных. Так как многие геологи еще не знакомы с этими методами, представляется существенным дать достаточно полное их описание, а также описание ряда деталей обращения с приборами. Эта глава посвящена методике полевых сборов и работы с штуфами; в следующих главах описывается методика работы с микроскопом и рентгеновскими лучами, а также методы обработки данных.

Выбор и ориентировка материала

Первым шагом структурно-петрографического анализа, как и при всяком геологическом исследовании, является сбор материала для изучения. Количество и характер материала, собираемого в поле, зависит от опыта исследователя и определяется поставленными проблемами. В общем лучше собирать больше, чем недостаточно. Образцы можно брать как для подробного изучения некоторых особенностей ориентировки минералов, так и для того, чтобы получить общую региональную картину ориентировки. В последнем случае необходимо отметить ориентировку образца в поле так, чтобы ее можно было воспроизвести в лаборатории. Это делают следующим образом: выбирают часть обнажения и откалывают от него кусок соответствующей величины. Не обрабатывая образец молотком, его прикладывают к тому месту, откуда он взят. Затем определяют простирание сланцеватости, слоистости, плоскостей отдельности, имеющих в образце и, держа компас по направлению простирания, прочерчивают это направление на образце, пользуясь прямым ребром компаса как краем линейки. Особенно удобен для этой работы

компас Брунтона. Если поверхность образцов сухая и гладкая, отметку удобно сделать цветным карандашом; в противном случае требуется острый гвоздь или зубило. Проводя линию падения под прямым углом к этой линии простирания, применяют соответствующие значки для того, чтобы обозначить опрокинутую или вертикальную поверхность падения. Таким образом, на образце отмечаются направления, определяющие его положение в пространстве, и их можно впоследствии восстановить и сопоставить со структурными направлениями.

В кабинете следует отметить простирание, падение и номер образца несмываемой тушью или краской.

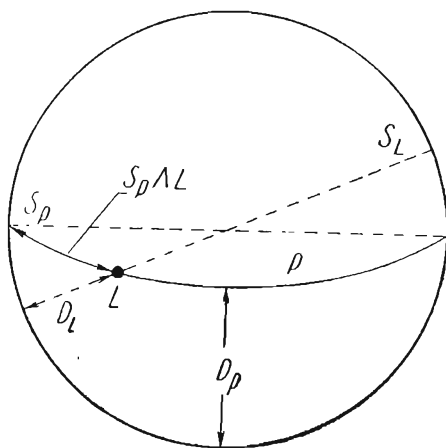
В обычном случае, т. е. там, где имеется линейность, надо указать также ее простирание и погружение. Это достигается тремя способами: 1) грубым измерением компасом простирания и оценкой угла падения; 2) измерением компасом и применением затем сетки Шмидта; 3) применением универсального клинометра и необходимых диаграмм.

Для многих целей бывает достаточно первого способа, который нет необходимости специально описывать. Второй и третий способы надо предпочитать там, где требуется большая точность. Вторым спо-

Рис. 147. Определение простирания и погружения линейности на шмидтовской сетке: P — проекция сланцеватости; S_p — простирание сланцеватости; D_p — падение сланцеватости; L — линейность; D_L — падение линейности; S_L — простирание линейности; S — угол между линейностью и простиранием сланцеватости.

соб сводится к следующему: проекция плоскостного элемента P (слоистость, сланцеватость и т. д.) наносится на сетку Шмидта (описание ее и способ применения см. гл. X, в частности стр. 236) по данным измерения простирания S_p и падения D_p с помощью компаса. (рис. 147.) Проекция линейности L на плоскость P наносится по измерению компасом угла между L и S_p на плоскости P . Пунктирная линия, проходящая через L и центр сетки, дает простирание L , а D_L дает ее погружение.

Третий метод подразумевает применение универсального клинометра конструкции, разработанной Мидом и Ингер-



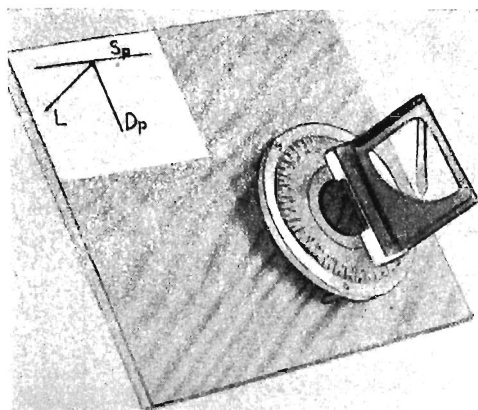


Рис. 148. Универсальный клинометр (по Миду), поставленный на фанерной доске, волокна которой принимаются представляющими линейности L . Вертикальная рамка со свободно поворачивающимся указателем поставлена в положение, которое указывает падение сланцеватости D_p . Около $2\frac{1}{2}$; натуральной величины.

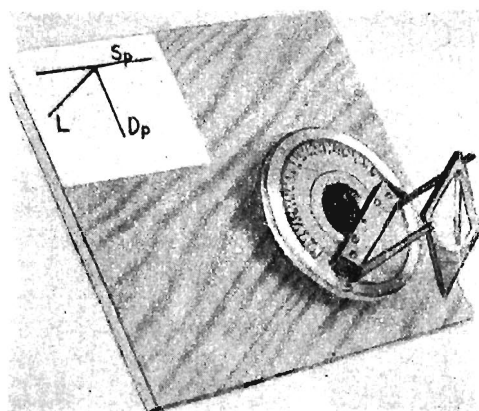


Рис. 149. Универсальный клинометр, установленный, чтобы показать метод определения погружения линейности.

соном [61a], дающее портативный способ определения угла погружения. Прибор Мида состоит из кругового основания, содержащего внутреннее кольцо с нанесенной на нем градусной шкалой; оно видно на рис 148—149.

На внутреннем кольце под прямым углом к линии 0 — 180° укреплена вертикальная рамка. Две из трех ножек основания расположены так, что линия, соединяющая их, парал-

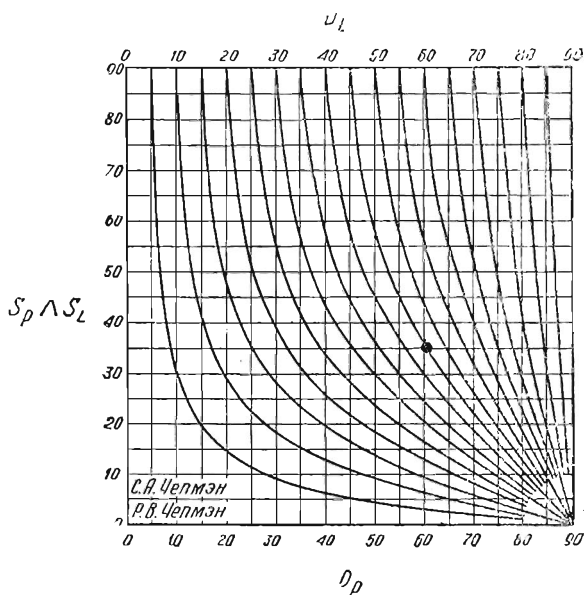


Рис. 150. Диаграмма, представляющая отношение D_L (кривые) и угла между S_p и S_L . Залитый черным кружок на диаграмме показывает значение угла между S_p и S_L для отсчета $D_L = 45^\circ$, $D_p = 60^\circ$. По С. А. и Р. В. Чепмэн.

лельна этой рамке. Внутри рамки подвешена градуированная пластинка, которая свободно вращается на оси, параллельной основанию инструмента. Отвес-указатель, прикрепленный на шарнире в верхнем углу этой пластинки, висит вертикально во всех положениях инструмента (ср. его положения на обеих фотографиях).

Инструмент дает непосредственные отсчеты для D_p и D_L , а S_L определяется как дополнение при помощи диаграмм. Отсчеты получают, устанавливая ножки, наиболее удаленные от индекса, параллельно линейности (на рис. 149 индекс находится с противоположной стороны 0°). D_p отсчитывается по отвесу, изображенному на рис 148, где свободно висящая

пластинка параллельна вертикальной рамке. D_L отсчитывают по отвесу, который виден на рис. 149, где основное кольцо поставлено в нулевое положение. Разница показаний на основном кольце дает угол между S_p и L , и им пользуются в дальнейшем при лабораторных исследованиях. Простираение линейности S_L получают графическим методом по рис. 150, непосредственно находя значение угла между S_p и S_L . Так, например, если для D_L и D_p измерены на клинометре углы 45° и 60° соответственно, то угол $S_p \wedge S_L = 35^\circ$. Так как S_p получают непосредственно из замера компасом, S_L находят вычитанием.

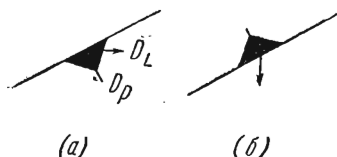


Рис. 151. Сложные символы для карт, обозначающие S_p (длинная линия), S_L (стрелка) и падения D_p и D_L связанные с ними. Треугольник на рис. (а) изображает слои, нормально падающие; треугольник на рис. (б) изображает опрокинутые слои.

Клинометр Ингерсона устроен аналогичным образом, но имеет компас, прикрепленный на вершине рамки, заключающей свободно висящий отвес, который позволяет делать непосредственно измерение S_L . Прибор Мида, вероятно, можно изготовить с меньшими затратами, чем прибор Ингерсона, хотя до сих пор еще никаких инструментов не выпускалось в продажу; с другой стороны, прибор Ингерсона имеет преимуще-

ство в том отношении, что позволяет обойтись без графического определения S_L .

При составлении карты, пользуясь всеми этими данными, удобно соединять их в общие значки (символы), изображенные на рис. 151. S_L (длинная прямая линия) и S_p (стрелка) точно наносятся на карту, а D_p и D_L помечаются, как изображено на рисунке. Треугольник на рис. 151 (а) указывает на то, что верхняя поверхность слоев обращена в ту же сторону, что и нормально падающие слои. На рис. 151 (б) треугольник изображает опрокинутые слои.

Если надо, можно определить в лаборатории для какой-либо поверхности образца падение и простираение, которые не определялись в поле (например, поверхности, по которой был отрезан кусочек для приготовления шлифа). Для этого в первую очередь необходимо воспроизвести первоначальную ориентировку образца, что можно сделать с помощью компаса или ориентирующего прибора Ингерсона.

Такая переориентировка при помощи компаса — простейший, но наименее точный способ. Образец укрепляется на пластелин или подобное пластелину вещество, и его положение в пространстве подгоняется при помощи компаса так, чтобы линия простираения, отмеченная на образце, в поле

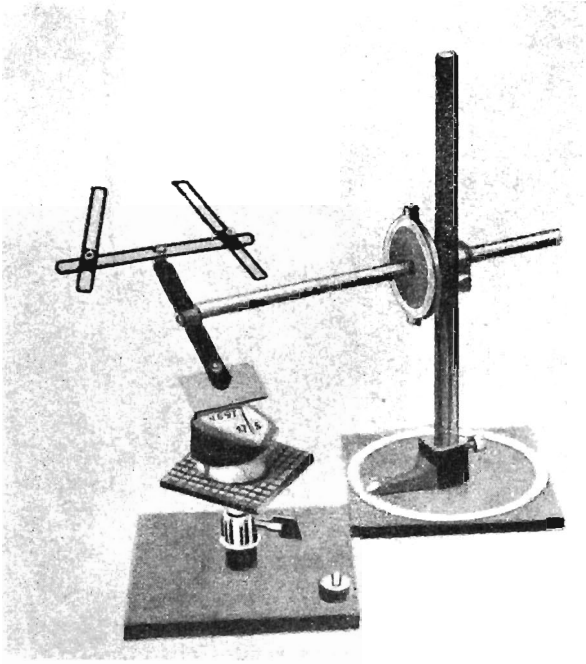


Рис. 152. Прибор для ориентировки шуфов по Ингерсону. Изображенная установка дает простирание и падение верхней поверхности образца.

имела измеренный азимут, а поверхность была наклонена под соответствующим (измеренным в поле) углом. Любую другую поверхность тогда можно измерить непосредственно и получить азимут ее падения и простиранья.

Метод, описанный Ингерсоном [59], заключается в применении двух просто сконструированных комплексов приборов¹, которые позволяют: 1) воспроизвести точную ориентировку штуфов; 2) сделать измерение плоских поверхностей, имеющих на образце; 3) измерить простиранье и погружение линейности; 4) измерить падение и простиранье плоскостей, которые не представляют плоских поверхностей образца.

Для ориентировки образца ставят градуированный горизонтальный круг S (рис. 152) на соответствующий отсчет азимута, а вертикальный круг D точно под углом падения. Подгоняют образец на столике T , как показано на рисунке. Градуированный полукруг на M должен быть на нуле.

Для измерения ориентировки какой-нибудь другой плоской поверхности передвигают столик T (сохраняя его положение параллельно измерительному прибору) так, чтобы поверхность, простиранье которой хотят измерить, располагалась примерно против вертикальной стойки R измерительного устройства. Переводят пластинку M в положение, параллельное новой плоскости образца путем подгонки кругов S и D и, если необходимо, доски T столика. Круги S и D дают нужное простиранье и падение. Для измерения простиранья и погружения линейности передвигают пластинку M в вертикальное положение и перемещают доску столика T (в параллельном положении) таким образом, чтобы линейность погружалась приблизительно по направлению к R . Затем ставят пластинку M непосредственно над линией линейности и подгоняют ее таким образом, чтобы ее нижнее ребро было параллельно линейности. Погружение отсчитывается на градуированном полукруге пластинки M ; простиранье линейности отсчитывается на S .

Плоскости, которые не являются внешними поверхностями образца, измеряются при помощи передвижных реек A . Измеряемая плоскость передвигается параллельным перемещением доски в такое положение, чтобы ее простиранье было направлено к R . Рейки A сначала подгоняются так, чтобы они охватывали образец, затем их устанавливают точно в положениях, строго параллельно измеряемой плоскости в образце. Отсчеты берутся по S и D . Если желательно вырезать шлиф с каким-нибудь заданным падением и простираньем, описанная процедура производится в обратном

¹ В продаже их еще нет.

порядке: рейки, обнимающие образец, устанавливают на соответствующие отсчеты и используют их как линейки для того, чтобы отметить на поверхностях образца следы нужной плоскости.

Изготовление прозрачных и полированных шлифов

Выбор наиболее интересных плоскостей в образце для приготовления шлифов зависит от многих обстоятельств. В общем, если порода имеет неясную сланцеватость и линейность или вообще лишена их; следует делать разрез перпендикулярно к направлению региональной структуры или перпендикулярно к линейности в соседнем горизонте. Если линейность в образце видна отчетливо, сначала следует сделать разрез перпендикулярным ее направлению. Разрезы с другой ориентировкой, если они окажутся необходимыми, можно сделать позднее. За исключением определенных зон интенсивного смятия, линейность соответствует обычно направлению структурной оси b (стр. 16), и на основании этого можно дать такие указания. Рис. 1 показывает, почему эти разрезы поперек b несравненно выгоднее для статистического анализа по сравнению с разрезами по a или c . Исследование показывает, что для многих тектонитов характерна тенденция к развитию уплощенных и удлинённых гнезд зерен (сверхиндивидов) параллельно ab и b . Лучше всего известны такие скопления кварца, но подобные же скопления могут быть образованы и всеми другими минералами. Каждый сверхиндивид характеризуется ориентировкой, которая некоторым образом напоминает ориентировку входящих в него зерен. На рис. 1 можно видеть, что разрез данного участка пересечет больше сверхиндивидов, если провести его перпендикулярно b , нежели в случае всякой другой плоскости. Следовательно, наиболее ценную статистическую картину ориентировки можно получить из разреза поперек b . Наименее правильные результаты даст разрез поперек c (параллельный сланцеватости), где на единицу площади сечения располагается наименьшее количество сверхиндивидов. Хотя наличие сверхиндивидов и не доказано для многих тектонитов, из осторожности не следует предполагать, что их нет, и там, где сравнение шлифов ориентировок a , b и c обнаруживает различия, наибольший вес следует придавать разрезам поперек b .

Изготовление ориентированных прозрачных шлифов для оптических исследований не имеет в виду какой-либо новой техники или особых приборов. Такие разрезы изготовлялись по крайней мере еще в 1884 г. Леманом [71] и, вероятно, и до него. Настоятельной необходимости в строгой ориентировке

разрезов не было до момента, пока не начал развиваться статистический анализ. Большая часть мастеров изготавливает в настоящее время ориентированные прозрачные шлифы без затруднений, по цене только немного дороже, чем для неориентированных микроскопических препаратов. Параллельно плоскости, выбранной для исследования, отпиливается пластинка. На обеих сторонах распиленного образца представляются параллельные односторонние стрелки. Удобно

проводить эти стрелки параллельно какому-нибудь плоскостному элементу породы, как это, например, изображено на рисунке 153 (а). Один из кусков затем отправляется к мастеру и монтируется на предметном стекле так, чтобы стрелка (след сланцеватости) была параллельна ребру шлифа, как изображено на рис. 153 (б). Если распиловки не производилось и в мастерскую поступает образец целиком, то целесообразно вначале зарисовать его схематически, чтобы исключить воз-

можные ошибки в отношении деталей ориентировки. Ориентирная стрелка должна быть начерчена на шлифе алмазной иглой, а все пометки на образце необходимо делать по мере окончания отдельных операций, не откладывая этого. Преимущество односторонних стрелок или каких-либо других асимметричных указателей над двуперистыми симметричными стрелками заключается в том, что они исключают возможность ошибок в ориентировке разреза образца, если они повернуты относительно друг друга.

Шлифы для исследований рентгеновскими лучами в отношении их ориентировки изготавливаются так же, как и обыкновенные прозрачные шлифы. Поскольку нет необходимости делать их такими тонкими, как обыкновенные шлифы для микроскопа, и так как нет необходимости добиваться строго постоянной толщины, можно обходиться при изготовлении их без помощи мастера.

Поверхность отпиленной от образца пластинки шлифуется и монтируется в расплавленном парафине на небольшом кусочке металла. Поверхность этого кусочка, к которому прикрепляется пластинка, насечена желобками для того, чтобы увеличить ее связь с парафином. Нет необходимости

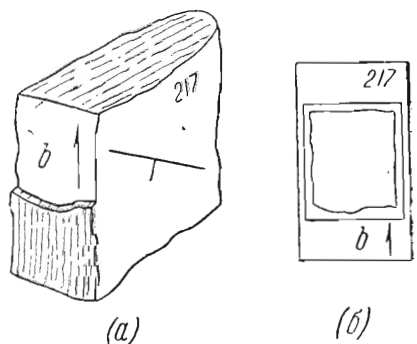


Рис. 153. Рекомендуемая маркировка штуфов и прозрачных шлифов.

пользоваться постоянным монтирующим материалом, подобным бальзаму. Образец затем шлифуется до толщины в 0,1 мм или меньше и монтируется вновь на полоску картонной ленты, покрытую резиной. Лента вначале прикрепляется к верхней стороне среза, затем, достаточно подогретая, она прикладывается к расплавленному парафину и, таким образом, позволяет освободиться от металлического блока. После промывки в газолине с целью удалить избыток парафина наклеенный на картон срез готов для исследования. Обычные стеклянные пластинки в качестве предметных стекол для исследования рентгеновскими лучами непригодны, вследствие их толщины и обычно содержащемуся в составе стекла свинцу. В других отношениях изготовление таких специальных шлифов необязательно. После употребления картонная облатка может быть закреплена клеей образцом, шлиф породы, покрытый им, сохраняется от возможных повреждений.

Если желательны исследования полированной поверхности под микроскопом, то для изготовления полированных шлифов следует использовать ту часть образца, от которой отпилена пластинка для прозрачного шлифа. Стандартными методами, которые применяются при полировке рудных образцов, пользуются и здесь—никаких специальных приборов или приспособлений не нужно. Метод исследования таких полированных шлифов описан в следующей главе.

Глава IX

ПРИМЕНЕНИЕ МИКРОСКОПА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ В РЕНТГЕНОВСКИХ ЛУЧАХ

Применение простых неполяризационных микроскопов

Для исследования как прозрачных, так и полированных шлифов с микроскопом без поляризационных приспособлений пользуются косым освещением, которое вскрывает детали сланцеватости, линейности, пространственной ориентировки и т. д., не видимые с обычным петрографическим снаряжением.

Обыкновенная бинокулярная лупа с косым освещением оказывается удобным приспособлением, которое может сэкономить время при изучении полировок, так как она дает некоторое представление о действительном соотношении глубины в поверхностях исследуемого объекта. Чтобы предотвратить рассеяние света от поверхности породы, ее смачивают какой-либо жидкостью, например спиртом, водой, гликолем или глицерином, на пленку которых накладывается покровное стекло. Надо пользоваться сильно сходящимся пучком света.

Согласно Нопф и Ингерсону [65], если покрывающая жидкость течет по полированной поверхности шлифа (порядок указанного выше перечисления жидкостей соответствует порядку повышающейся вязкости), могут оказаться интересными и заслуживающими наблюдений особенности ее проникновения по границам зерен породообразующих минералов; при таких наблюдениях иногда можно выяснить интересные особенности строения. Другой метод, обнаруживающий скрытые структурные элементы, связан с применением спиртового раствора нигрозина, в который полированная поверхность погружается на 48 часов. После этого просмотр невооруженным глазом обычно обнаруживает детали строения, которых раньше не было заметно; с бинокуляром и при косом освещении открываются дальнейшие особенности, характеризующие поверхности s , разломы и геометрическую ориентировку.

При исследовании под бинокуляром прозрачных шлифов смачивания жидкой пленкой можно и не производить, а нужно подобрать соответственный основной фон в зависимости от окраски минерала: для цветных минералов — белый, для

бледноокрашенных или бесцветных — темный. Необходимо быть осторожным, чтобы не спутать рисунок материала основного фона со строением породы в шлифе.

Нопф и Ингерсон [5] для получения белого основного фона рекомендуют глазурированный фарфор. Необходимо сделать зарисовку шлифа для того, чтобы сравнить ее с данными об ориентированном строении, которые будут получены при помощи других методов.

Весьма удобное приспособление, недавно предложенное Зандером [108], представляет лупа и источник света, укрепленные на градуированном круге, располагающемся на соответствующим образом реконструированном столике микроскопа (рис. 154). Этот прибор используется только для прозрачных шлифов, и наилучших результатов можно достичь с ним при работе в затемненной комнате. Проходящий свет может быть заменен или косым освещением или применен вместе с ним. Преимущество независимого движения микроскопа и источника света вместе с точными измерениями их углового перемещения само собой понятно.

Предварительное исследование с петрографическим микроскопом

Исследования ориентированных прозрачных шлифов при помощи петрографического микроскопа является, очевидно, необходимым предварительным шагом до применения универсального столика. Оно обычно дает общую идею взаимоотношений и типов минералов, а также сведения относительно формы, размеров и величины зерен и их взаимных отношений (скалярные данные табл. 1). Если нужно, можно определить коэффициент неравномерности зерен по методу, предложенному Бэйном [10а]. Коэффициент $C = \frac{L}{\sqrt{G}}$, где L — длина периметра зерна на единицу площади, а G — количество зерен на одной и той же площади. На достаточно сильно увеличенной микрофотографии породы обводят курвиметром один раз по границе каждого зерна на выбранной площади, чтобы определить L , затем считают количество зерен на выбранной площади и вычисляют коэффициент.

Этот метод достаточно успешно может применяться для тектонитов-мраморов, но непригоден в тех случаях, когда зерна породообразующего минерала с резко вытянутыми очертаниями составляют более 4%. Можно также, если понадобится, вычислить дополнительную для данного участка характеристику породы — именно длину ограничений зерен, приходящуюся на единицу объема, и толщину междузерновых промежутков.

Количественные векториальные данные о сланцеватости, линейности и трещинах следует отмечать, если это уже не было сделано ранее, при исследованиях в косом свете. Кроме того, некоторое представление об ориентировке зерен можно получить, пользуясь простейшими методами оптического исследования. Это особенно имеет место для одноосных минералов, оптические и кристаллографические оси которых параллельны. Применяются следующие приемы:

1. Для одноосных минералов с высоким двупреломлением, как, например, для кальцита, изменения в рельефе зерен можно иногда выявить без анализатора, наблюдая преобладающее расположение с низким показателем преломления в одном положении и высоких в другом (после поворота на 90°).

2. При скрещенных николях большинство зерен одного минерала погасает или просветляется при вращении столика на небольшой угол (в несколько градусов), что ясно указывает на преимущественную ориентировку.

3. Скрещенные николи при введении компенсатора, например, кварцевого клина, слюдяной или гипсовой пластинки, также дают указания на ориентировку. Просмотр с гипсовой пластинкой, в частности, удобен для кварца-минерала, с которым мы наиболее часто встречаемся при структурном анализе. Пернт [101] вычислил степень свободы, которой обладают n'_o (или n'_e) в их расположении по отношению n_o (или n_e , непосредственно видимых при исследовании). Так, если зерно кварца при наблюдении с гипсовой пластинкой голубое по направлению сланцеватости, то n_o может быть расположен где угодно в пределах широкой зоны, грубо параллельной сланцеватости, но под углом не более 45° в каждую сторону от нее. Если зерно желтое в направлении сланцеватости, n_o должен располагаться в зоне, грубо перпендикулярной сланцеватости, но более узкой, чем в тех случаях, когда n'_o параллелен сланцеватости. Таким образом, проба с гипсовой пластинкой на положение n'_o имеет различное значение для двух направлений — параллельного сланцеватости и перпендикулярного к ней, причем степень свободы для расположений n_o получается наибольшей тогда, когда n'_o (голубой цвет) лежит параллельно сланцеватости. При попытке установить приблизительное положение n_o полезно поднятием тубуса микроскопа установить то положение, при котором зерна выходят из фокуса. Таким путем можно получить указание на такое положение n_o , которое иначе могло бы остаться незамеченным.

Тернер [130a] рассмотрел углы погасания в случаях, когда в каждом из трех взаимно перпендикулярных шлифов

измерялся угол между n'_e и следом сланцеватости. Для ориентировки кварца, оси которого укладываются в один максимум, сопоставление трех разрезов дает диаграмму, сравнимую с диаграммой, полученной на универсальном столике. Пояса ориентировки обнаруживаются при помощи этого способа менее успешно. Так как необходимы три разреза вместо одного, требуемого при исследовании на универсальном столике, и результаты требуют осторожной их интерпретации, то этот способ, подобно способу Пернта, является в лучшем случае процедурой, к которой можно прибегать в крайних случаях, и не может считаться как в какой-то мере заменяющий работу с универсальным столиком. Для большинства двусосных минералов соотношения оптических и кристаллографических направлений более сложны, чем в случае одноосных минералов, почему исследование их с компенсационными пластинками не очень целесообразно. В триклинных минералах нет постоянных совпадений оптических и кристаллографических направлений; в моноклинных минералах одна из трех плоскостей оптической симметрии совпадает с кристаллографической плоскостью, и только в ромбических минералах все оптические и кристаллографические направления совпадают.

Примерную ориентировку оптических направлений можно устанавливать при помощи компенсатора (например, Берека). Этот прибор (рис. 155) с успехом применялся Зандером для определения Z' в тонкозернистых слюдах, для которых измерения на универсальном столике произвести трудно или даже невозможно (см. рис. 12). Этот метод выигрывает в быстроте измерения, но неудобен по невысокой точности.

Техника работы с универсальным столиком

Введение. Точные данные по ориентировке породообразующих минералов достигаются измерением на универсальном столике оптических и кристаллографических направлений и плоскостей породообразующих минералов. Этот инструмент, изобретенный первоначально в середине прошлого столетия знаменитым русским кристаллографом Федоровым, не использовался в целях структурно-петрографической работы [113] до 1925 г., пока не была сделана Береком первая большая модель такого столика¹.

¹ Более ранние сведения (1913 г.) о применении столика для структурных работ мы находим у Кенигсбергера и Мората [65а], которые применяли его для изучения характера ограничений зерен в агрегате катаклазированного кварца.

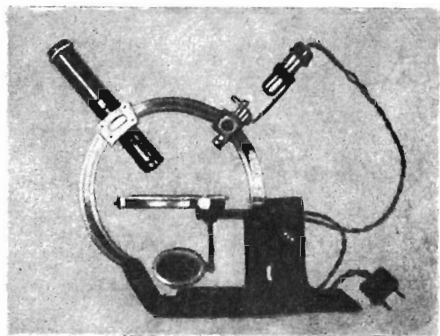


Рис. 154. Простой микроскоп для исследования прозрачных шлифов в косом или проходящем свете. (По Зандеру).

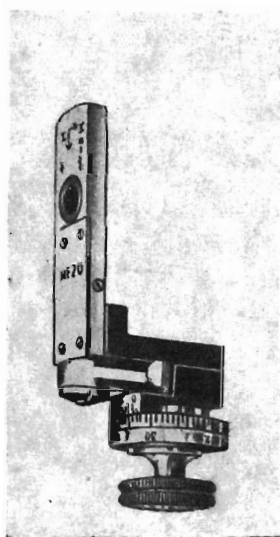


Рис. 155.
Компенсатор Берке.

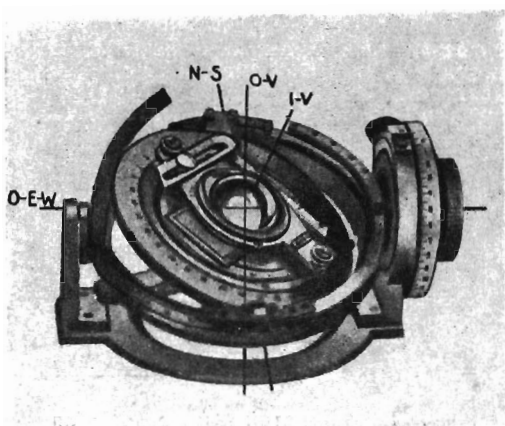


Рис. 156. Четырехосный универсальный столик (Р. Фюсс, Берлин — Штегли). I — V — внутренняя вертикальная ось; N — S — горизонтальная ось (юг — север); O — V — внешняя вертикальная ось; O — E — W — внешняя ось (восток — запад).

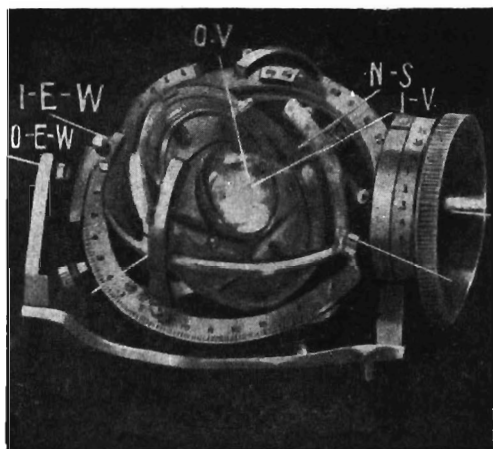


Рис. 157. Пятиосный универсальный столик фирмы „Бауш и Ломб.“ Оси те же, что и на рис. 156, с дополнительной внутренней осью запад — восток (I — E — W).

Более ранние модели были малы, плохо выполнены и годились главным образом для работ с отдельными кристаллами.

Столик, как известно, представляет небольшой теодолит в соединении с петрографическим микроскопом, прикрепленный к столику микроскопа юстировочными винтами.

К большинству современных микроскопов среднего размера подходит лишь меньший по размерам четырехосный столик, а для пятиосного столика требуется микроскоп исследовательского типа с достаточным рабочим пространством.

Рис. 156 изображает четырехосную модель столика фирмы Фюсса. Она имеет вертикальную ось I—V, отсчеты по которой берутся на внутреннем кольце, и две горизонтальные оси, точка пересечения которых лежит на оси I—V. Это так называемые оси юг—север (N—S) и восток—запад (O—E—W). Стеклопластинка вставляется в центр столика, и шлиф помещается на ее поверхность¹. Стеклопластинки гемисферы с соответствующим показателем преломления накладываются на шлиф и на стеклянную пластинку сверху и снизу. Углы вращения вокруг каждой из осей отсчитываются на градуированных кругах и дугах, которыми снабжен прибор². Рис. 157 показывает пятиосный столик модели Бауша и Ломба, сконструированный К. С. Эммонсом. Он имеет вторую широтную ось I—E—W в дополнение к обычной широтной оси O—E—W четырехосного столика. Как мы увидим, добавление этой новой оси упрощает измерение двуосных кристаллов. Для одноосных кристаллов в ней нет необходимости. Из четырехосных столиков, употребляющихся в настоящее время, для статистической работы с одноосными минералами наиболее удобна модель Фюсса (рис. 156), так как диаметр пластинки, на которой помещается шлиф, здесь на 15% больше, чем у всех других моделей, что дает большую свободу в движении шлифа. При пользовании другими столиками вследствие их малых размеров нередко приходится обламывать углы шлифов, для того чтобы измерить зерна, лежащие к краю шлифа, так как иначе шлиф, задевая за части столика, затрудняет вращение. Для того чтобы контролировать перемещение шлифа, к одной из поддержек верхней гемисферы прикрепляются миниатюрные квадратные салазки,

¹ По Е. С. Федорову наименования осей следующие: I соответствует O—E—W, N соответствует I—V; H соответствует N—S и H—O—V. — *Прим. ред.*

² В другом типе столика, описанном Аршиновым [7], используются крупные гемисферы и приспособление, поддерживающее их, которое делает излишними дужки для отсчета вертикальных углов. Так как этот прибор не применяется при структурных работах, детального описания его мы не приводим.

что позволяет перемещать шлиф в параллельном положении по полю зрения. В фюссовской модели поддержки для верхней гемисферы укреплены эксцентрично, и салазки с шлифом, таким образом, могут гораздо свободнее перемещаться перпендикулярно к опоркам гемисферы, чем это возможно при конструкции, изображенной на рис. 157.

Хафф [50] описал дополнительное приспособление для измерения зерен в зонах, простирающихся косо через шлиф (например, в жилках и трещинах). Соответствующей формы пластинка целлулоида или металла, помещенная между параллельными направляющими и шлифом (рис. 158), позволяет просматривать такие зоны по ее длине. Это приспособление может сэкономить много времени и не вызовет никаких ошибок при обработке данных, если учесть угол между вырезом в пластинке с направляющими при сопоставлении всех данных.

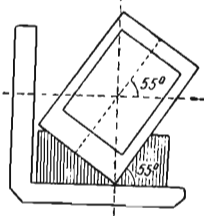


Рис. 158. Вспомогательная пластинка для шлифа, вставляемая в салазки. По Хаффу.

Специальный столик, спроектированный Дречером [30], предназначен для анализа пород с очень грубозернистым строением. На нем можно исследовать площадки шлифов, размерами до 25 см^2 и, таким образом,

оказывается возможным статистический анализ строений, который был бы неосуществим при других методах.

Шлиф накладывается на центральную стеклянную пластинку универсального столика под верхнюю гемисферу с покровным стеклом. Для того чтобы сохранить общий показатель преломления, необходима пленка масла в соприкосновении стекол. Для этой цели хороши химически инертные, бесцветные масла со средними показателями преломления, такими, как петролатум, нижоль и др. Большой частью гемисферы на современных столиках снабжаются прикрепительными винтиками, назначение которых предохранить шлиф от излишнего давления; если применять обычные винты, нужно соблюдать осторожность, чтобы не нажать на шлиф слишком сильно, иначе потечет бальзам. Если это случится, ориентировка может оказаться неточной. К большинству столиков прилагаются гемисферы с тремя различными показателями преломления, которые обнимают интервал показателей преломления для всех обычных минералов. Пользуются системой, наиболее близкой к среднему показателю преломления измеряемого минерала, причем не обязательно точное совпадение в показателях (за исключением случая карбонатов, см. стр. 222), так как ошибки в несколько градусов вполне допустимы при статистическом анализе.

После установки шлифа столик ставят на микроскоп и прикрепляют к нему. Во-первых, должны быть центрированы все объективы, иначе они сделают невозможной и центрировку столика. За исключением самых малых увеличений для работы с универсальным столиком необходимы специальные длиннофокусные объективы. Особенно хороши для этой цели лейцовские объективы VM3 и VM4, которые дают то же увеличение, что и стандартные объективы этих номеров. Во-вторых, нужно снять центральный диск столика микроскопа. После этого столик ставится на место, временно, не наглухо прикрепляется винтами, и шлиф фокусируется при нулевом отсчете на горизонтальной оси. Поворачивая столик около оси I—V, определяют величину необходимого для центрировки смещения. Затем, освобождая винты, передвигают весь столик, чтобы уничтожить эксцентриситет. Последовательно проверяя центрировку при помощи вращения вокруг I—V и передвигая каждый раз столик, центрируют его точной закрепляют наглухо. Очень большая точность при этом необязательна.

В дальнейшем необходимо одну из осей, EW или NS, поставить параллельно кресту нитей микроскопа. Для этого наводят фокус на поверхность верхней гемисферы, оставляя горизонтальные оси на нулевых отсчетах, и замечают путь, который проходят частички пыли на стекле при наклонах столика около O—E—W или N—S. При вращении вокруг N—S частицы пыли должны остаться параллельными нити O—W креста и, соответственно, наоборот. Устанавливают положение столика микроскопа M—S так, чтобы соблюдалось это условие, затем закрепляют его, замечая отсчет N—S, который может понадобиться для будущих операций.

Третье приспособление не столь существенное, но имеющееся у современных столиков, служит цели приведения плоскости шлифа в плоскость, определяемую пересечением осей E—W и N—S. Так как предметные стекла, применяющиеся при монтаже шлифов, имеют неодинаковую толщину, то во многих случаях при повороте столика относительно O—E—W или N—S центрировка шлифа нарушается. Для устранения этого обойма стеклянной пластинки снабжена нарезкой так, чтобы посредством ввинчивания ее, шлиф можно было привести точно в плоскость, определяющуюся пересечением горизонтальных осей. В этом положении зерно можно легко исследовать при любом угле наклона (в пределах возможностей столика до 50° отклонения от вертикали).

Все приспособления теперь описаны (рис. 159). Кроме того, укажем, что важно пользоваться хорошим источником

освещения и не допускать загрязнения гемисфер, иначе глаза будут быстро уставать и следствием этого явится неточность работы. С другой стороны, предосторожности, необходимые при точной работе, не обязательно должны соблюдаться в исследованиях статистического характера. Полезно задерживающее приспособление на кольце столика микроскопа, которое допускало бы повороты относительно $M-S$ только в одном направлении от установочного положения $E-W$ и $N-S$ (см. следующий раздел).

Шлиф помещают одной из коротких сторон по линейке салазок и передвигают его от руки назад или вперед в параллельном положении. В конце каждого хода системы скрепок на линейке салазок освобождают и шлиф двигают вверх или вниз (на 1 мм обычно), ставя его в положение для нового хода. Чтобы избежать ошибок при сопоставлении результатов, должна применяться однообразная установка шлифов на столике и следует отмечать участки шлифов, уже подвергшиеся детальному изучению.

Измерение одноосных кристаллов. Очень благоприятным обстоятельством является, что в подавляющем большинстве структурно-петрографических анализов требуется измерять только одноосные минералы. Ориентировка кристаллов этого типа гораздо быстрее ориентировки двуосных кристаллов, а время — важное обстоятельство в тех случаях, когда надо измерить сотни зерен. Так как единственным оптическим направлением, которое приходится определять в таких случаях, является оптическая ось (параллельная c_v), точную ориентировку зерен нельзя определить до тех пор, пока не определена еще какая-нибудь кристаллографическая плоскость. Тем не менее даже определение одних осей приводит к существенным результатам.

При измерении одноосного кристалла либо устанавливают оптическую ось параллельно оси микроскопа (полярное положение), либо в вертикальное положение, параллельно $N-S$, ставится плоскость, перпендикулярная к оптической оси. Не вдаваясь в детальные обоснования приемов каждого случая, порядок работы можно изложить следующим образом: 1) ставят горизонтальные оси на нулевые отсчеты; 2) выбирают зерно для измерения и вращают шлиф около оси $I-V$ до погасания; 3) проверяют угасание вращением около $N-S$; если зерно не остается темным, возвращают $N-S$ на 0° , повертывают шлиф на 90° около $I-V$ до второго положения погасания зерна и проверяют, сохраняется ли оно при вращении около $N-S$; если зерно остается темным, это указывает, что оптическая ось располагается в плоскости восток—запад; 4) вращают около $O-E-W$ на $20-30^\circ$ или более, сколько

потребуется до просветления, и затем поворачивают около $N-S$ до положения погасания; если наблюдаются два положения угасания, выбирают одно из них, с меньшим наклоном; 5) возвращают $O-E-W$ в нулевое положение, затем вращают приблизительно на 45° около $M-S$. 6) Если зерно остается темным, это значит, что оптическая ось совмещена с осью микроскопа; если оно просветляется, оптическая ось перпендикулярна к оси микроскопа и к $N-S$; 7) замечают отсчеты на $I-V$ и $N-S$. Для случая, когда оптическая ось вертикальна, большая часть подготовительных операций может быть прослежена по рис. 160. Свойства одноосного кристалла здесь иллюстрируются одноосным эллипсоидом вращения, укрепленным на упрощенной демонстрационной модели столика.

Особые случаи ориентировки m_1 имеем, если кристалл в его первоначальном положении остается темным для всех положений $I-V$ (оптическая ось параллельна или близка по направлению оптической оси микроскопа) или если третья из описанных манипуляций дает сохранение угасания при наклонах осей $N-S$ в обоих положениях при повороте на 90° осей $I-V$ (оптическая ось перпендикулярна оси микроскопа.) В первом случае по той причине, что трудно определять совершенную темноту, не следует предполагать, что ось строго параллельна оси микроскопа, и можно порекомендовать следующие дополнительные манипуляции: 1) поворачивают зерно около $N-S$, пока оно не будет светлым; 2) поворачивают около $I-V$, чтобы восстановить угасание; 3) вращают около $N-S$ до нулевого отсчета, сохраняя положение $I-V$; 4) продельвают стандартные манипуляции, опуская первые три стадии. Во втором случае нужно поступать следующим образом: 1) поставив кристалл на одно из двух положений погасания, поворачивают $O-E-W$ на произвольный угол; 2) затем наклоняют его, вращая около $N-S$. Если кристалл остается темным, значит оптическая ось лежит в плоскости север-юг; если погасание исчезает, значит оптическая ось лежит в плоскости восток-запад. Каждое положение может быть непосредственно нанесено на сетку.

Для минералов с низким и средним двупреломлением берется полусфера с показателем преломления, наиболее близким к среднему показателю для минерала, что уменьшает ошибку при отсчете на $N-S$ до вполне допустимой. Для минералов с высоким показателем преломления, например карбонатов, необходимо пользоваться полусферой с высоким показателем и вносить поправку для наименьшего показателя. При отсчетах, меньших чем 50° , для наивысшего показателя кальцита ошибка для n_0 не имеет существенного

значения. Для n_e поправка увеличивается с возрастанием $N-S$ и может быть прочтена непосредственно на проекционной сетке (см. вкладной лист, на котором поправки указаны более крупными цифрами).

Особая процедура ориентировки для кварца, которой можно воспользоваться, если нужно для контроля при стандартных операциях, была описана Цубом [128a]. Так как в ней, кроме непосредственных отсчетов углов на столике, нужно пользоваться диаграммами, то этот способ представляет интерес скорее как оптическая проблема, чем как практический метод массовой работы. Поэтому детальнее на ней останавливаться сейчас не стоит.

Измерение двуосных кристаллов. Универсальный столик первоначально был предназначен для работы с двуосными минералами, и есть много описаний этого метода. При структурно-петрографической работе главным образом нужны определения оптических направлений X , Y и Z и их отношений к кристаллографическим направлениям и плоскостям. Другие данные, которые можно получить на столике, не столь необходимы. В двуосных кристаллах X , Y и Z параллельны линиям пересечения трех взаимно перпендикулярных оптических плоскостей симметрии, и установление последних на столике определяет X , Y и Z . Плоскость, в которой расположены X и Z (оптическая плоскость), отличается от других наличием в ней двух направлений, вдоль которых дупреломление практически равно нулю. Это направление оптических осей; они расположены симметрично по отношению к X и Z (рис. 161). Процедуры для нахождения и определения этих плоскостей описываются отдельно для четырехосного и для пятиосного столика.

Четырехосный столик

1. Ставят горизонтальные оси на нулевые отсчеты.
2. Выбирают зерно для измерения и вращают около $I-V$ до положения погасания.
3. Наклоняют столик около $O-E-W$ таким образом, чтобы зерно стало светлым.
4. Одновременным вращением около $I-V$ и $N-S$ стараются восстановить погасание, проверяя сохранение погасания вращением около $O-E-W$. Когда зерно будет оставаться темным при всех положениях вращения около $O-E-W$, плоскость оптической симметрии будет ориентирована в направлении юг-север, параллельно оптической оси микроскопа.
5. Записывают $I-V$ и $N-S$ отсчеты.
6. Возвращают $O-E-W$ в нулевое положение и поворачивают столик приблизительно на 45° около $M-S$. Зерна становятся светлыми.

7. Вращают столик около $O-E-W$, записывая положение погасания (выход оптической оси), если оно появится в каком-нибудь положении.

8а. Если ось появилась, то, следовательно, плоскость симметрии содержит X и Z , а Y перпендикулярна к этой плоскости. Зная $2V$, а также, какая из осей, X или Y , является острой биссектрисой, никаких дальнейших измерений можно не делать и индикатриса полностью может быть нанесена на проекционную сетку (стр. 234).

8б. Если выхода оптической оси нет, в плоскости симметрии расположены либо X и Y , либо Y и Z . Компенсатором (гипсовая или слюдяная пластинки и т. д.) определяют эти оси, т. е. какая из них больше другой.

9. Возвращают $M-S$ и горизонтальную ось на их прежние отсчеты.

10. Вращают около $I-V$ до противоположного положения угасания.

11. Повторяют операцию от 3 до 8-й, отыскивая вторую плоскость симметрии индикатрисы, которую можно после этого построить по двум известным плоскостям оптической симметрии и точно определить положение Z (стр. 234).

Некоторые из операций этой процедуры можно проследить на рис. 161. Кристалл представлен трехосным эллипсоидом, характеризующим двuosные минералы с указанным расположением оптических осей. На рис. 161(а) изображен неориентированный кристалл; 161(б) изображает положение, когда плоскость XZ ориентирована $N-S$ параллельно оси микроскопа; на 161(в) видна биссектриса (X или Z), стоящая параллельно оси микроскопа.

Трудности, с которыми встречается начинающий, заключаются главным образом в том, чтобы установить плоскости оптической симметрии и оптические оси параллельно или приблизительно параллельно оси микроскопа. Постоянная система правил, предусматривающих все возможные случаи, усложняется разнообразием оптических свойств двuosных минералов, и дело зависит от сообразительности работающего. Действительная работа со столиком научит лучше, чем любое самое подробное описание, если твердо усвоить кристаллооптику.

Отличие ясного недвойникового и лишённого спайности полевого шпата от кварца — задача, с которой мы обычно сталкиваемся в кварцево-полевошпатовых породах. Она легко решается при применении описанных приемов для определения одноосных или двuosных минералов. Нопф и Ингерсон [65] дают ряд других подробностей для их распознавания.

Пятиосный столик. Методика работы на этом столике в основе та же, что и для четырехосной модели, но более быстрая.

1. Производятся 1 и 2 операции, описанные в схеме четырехосного столика.

2. Наклоняют столик около $N-S$ так, чтобы зерно просветилось.

3. Одновременным вращением около $I-V$ и $I-E-W$ получают их угасание, сохраняющееся при вращении около $N-S$.

Если зерна остаются темными при всех вращениях около $N-S$, это значит, что плоскость симметрии ориентирована в плоскости восток-запад параллельно оси микроскопа.

4. Поставив $N-S$ на нулевой отсчет, поворачивают столик приблизительно на 45° около $M-S$. Зерно становится светлым.

5. Наклоняя около $N-S$, определяют, не содержит ли эта плоскость выхода оптической оси (при выходе их по оси микроскопа должно наблюдаться затемнение).

6. Поставив $N-S$ на нуль, компенсационной пластинкой определяют наименование оси индикатрисы, совмещенной с $N-S^1$.

7. Приводят столик в его исходное положение относительно $M-S$ и вращают около $O-E-W$ до просветления зерна.

8. Вращением около $N-S$ находят вновь положение погасания и закрепляют $N-S$ в этом положении. Вторая плоскость симметрии теперь ориентирована юг-север параллельно оси микроскопа. Проверяют точность ориентировки вращением около $O-E-W$.

9. Поставив $O-E-W$ на нуль, поворачивают столик на 45° около $M-S$. Зерно просветляется.

10. Вращением около $O-E-W$ определяют, имеется ли в плоскости симметрии положение угасания (выход оптической оси).

11. Возвращают $O-E-W$ к нулю и компенсационной пластинкой определяют наименования осей индикатрисы, одна из которых параллельна, а другая перпендикулярна плоскости симметрии.

12. Записывают отсчеты $I-V$, $N-S$ и $I-E-W$. Запись отсчетов можно соединить со схемой расположения осей индикатрисы, как показано на рис. 162. Линия запад-восток представляет первую оптическую плоскость симметрии. Отсчет $I-V$ записывают в самом пересечении, одновременный отсчет по $I-E-W$, если он прочтен на южной дуге столика, записывают на южном конце креста. Линия юг-север пред-

¹ Операция 6 служит только для проверки, так как наименования осей индикатрисы полностью определяются операцией 11.

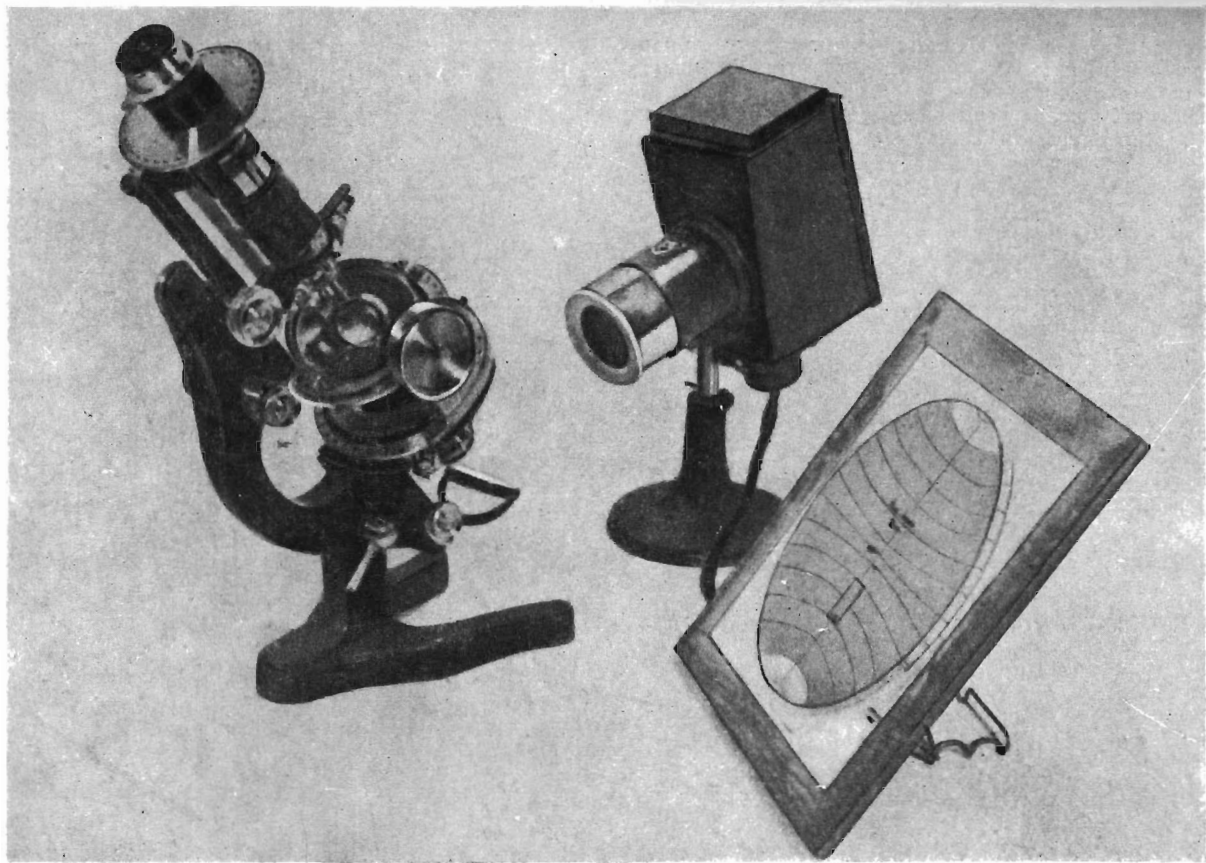
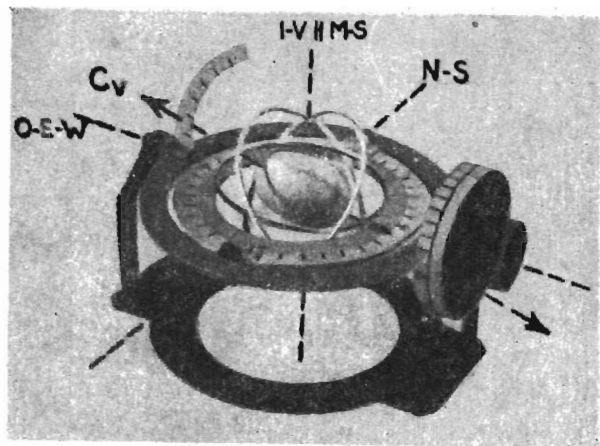


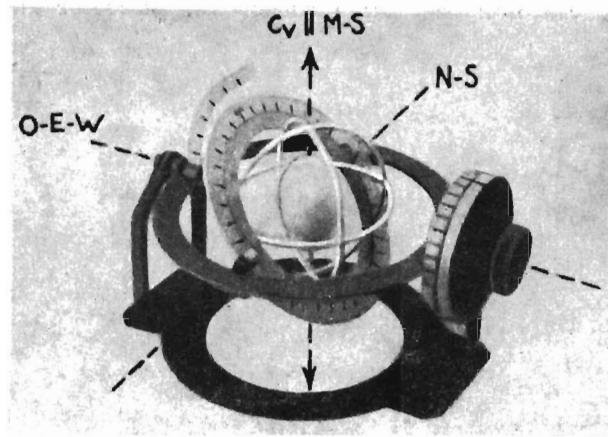
Рис. 159.

Набор инструментов для структурно-петрографических исследований при помощи оптических методов.

(a)



(b)



(б)

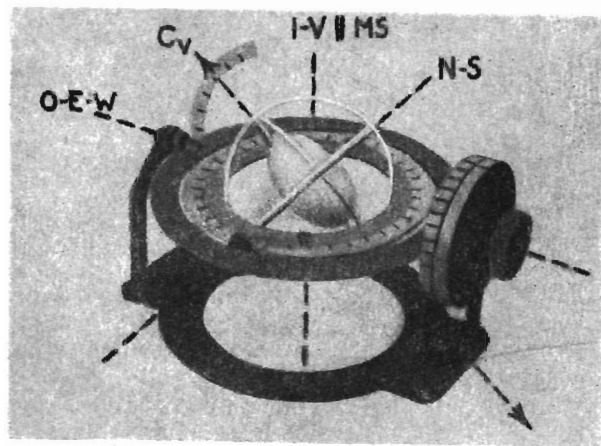


Рис. 160. Одноосный оптический эллипсоид, установленный на демонстрационной модели универсального столика (a). (б), (в) изображает последовательные стадии процесса приведения кристаллографической оси c_1 в положение, параллельное оси микроскопа.

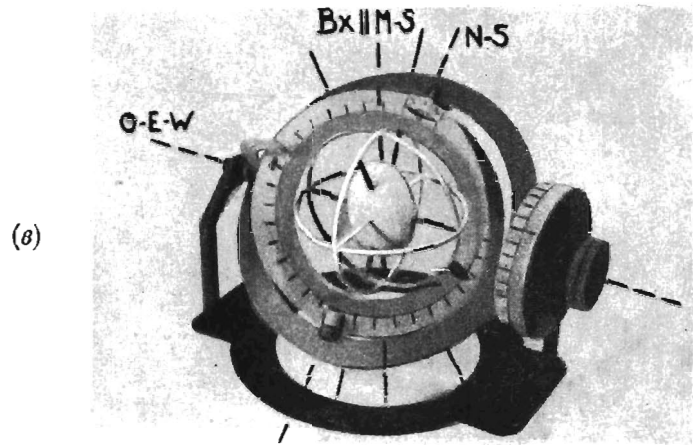
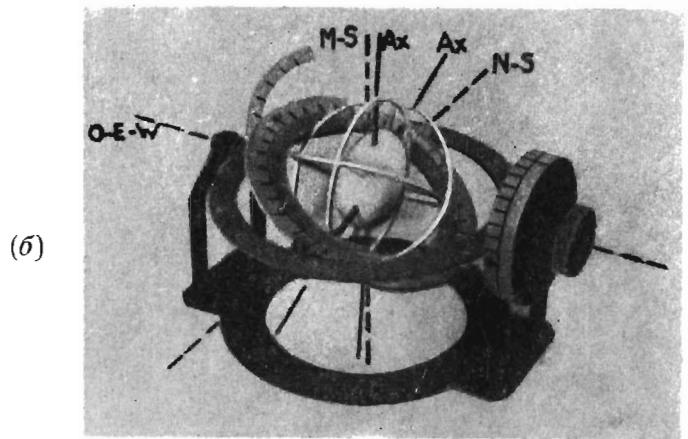
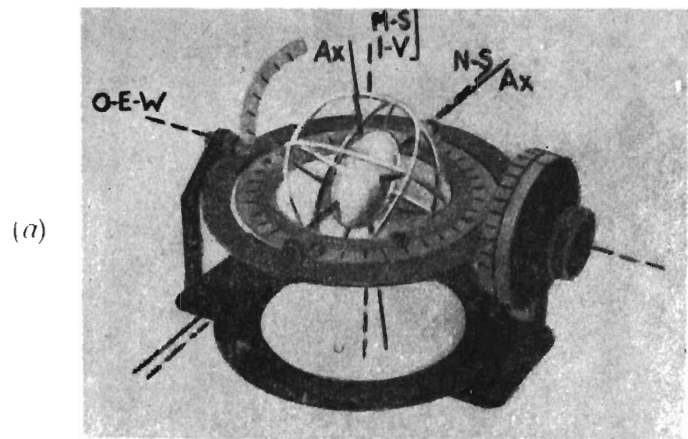


Рис. 161. Двухосный оптический эллипсоид, установленный на демонстрационной модели универсального столика. (a), (б), (в) изображают последовательные стадии при ориентировке биссектрисы Bx , параллельной оси микроскопа. Ax — оптические оси.

ставляет вторую плоскость оптической симметрии; ее отсчет по N — S, если он прочтен на западной дуге столика, записывается на западном конце креста. Пусть, как показано на рисунке, эта линия отвечает оптической плоскости XZ; таким образом, помечают на рисунке Y. X и Z определены при помощи компенсационной пластинки, как описано выше. Этот графический метод записи данных для пятиосного столика практически устраняет ошибки, которые могут произойти при перенесении данных на сетку.

Сравнение методов. Метод ориентировки, применяемый на пятиосном столике, предпочтителен для двухосных кристаллов не потому, что он более точен в сравнении с четырехосным столиком, но потому, что он экономит время. Нужно также упомянуть третий метод, описанный Хо [56]. Не касаясь деталей этого метода, укажем, что оптические направления X, Y и Z в этом случае могут быть получены непосредственно и на четырехосном столике, что избавляет нас от построений на диаграмме по стандартному способу. Хотя он и острее и представляет поучительное упражнение в работе на универсальном столике, равную точность можно с меньшей затратой времени получить любым из двух обычных методов, описанных на предыдущих страницах.

Измерение кристаллографических плоскостей и поверхностей разлома. Так как в конце концов требуется определить кристаллографическую ориентировку зерна, то самым главным является измерение плоскостей или поверхностей. Оптическая ориентировка — только средство к этой цели. Для всех непрозрачных и прозрачных минералов правильной системы, для которых обычных оптических данных получить невозможно, измерение видимых плоскостей или следов таких плоскостей — единственный метод. Для таких минералов вначале необходимо установить плоскости граней (111), (100) и т. д., если они имеются. Для прозрачных минералов установление положения любых двух плоскостей в зерне достаточно, чтобы определить ориентировку общим путем. Для прозрачных одноосных и двуосных минералов независимые определения оптических направлений упрощают процедуру, и идентификация кристаллографических плоскостей представляется легким делом. Метод сводится к следующему: 1) выбирают плоскую поверхность для измерения и вращают около I — V, пока след поверхности не будет

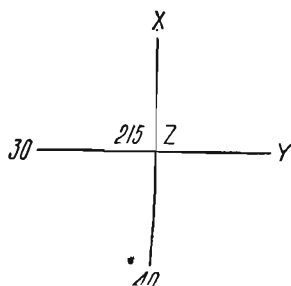


Рис. 162. Способ записи отсчетов, сделанных на пятиосном столике.

параллельным одной из нитей креста нитей; никакой ошибки не будет, если этот след пройдет в стороне от пересечения креста нитей; 2) вращая столик около горизонтальной оси, параллельной поверхности, находят такое положение ее следа, при котором он кажется наиболее тонкой линией. Эту операцию лучше произвести без анализатора, но с конденсором. В таком положении плоскость параллельна оси микроскопа; 3) записывают отсчеты на $I - V$ и $O - E - W$ (или $N - S$).

Для минералов с очень высоким двупреломлением, например карбонатов, получается большая ошибка в отсчетах по горизонтальной оси в зависимости от положения следа измеряемой плоскости в направлении или $E - W$ или $N - S$. Например, чтобы избежать поправки при измерении двойниковых пластинок кальцита ($0\bar{1}12$), плоскости двойников должны помещаться параллельно той из нитей кристалла, которая совпадает с плоскостью колебаний нижнего николя (в большинстве микроскопов направление $N - S$). В этом положении отсчеты дают ошибку столь малую (максимум около 1°), что ею можно пренебречь. Для доломита с двойниками по ($02\bar{2}1$) мы имеем обратные соотношения показателей преломления, и для того, чтобы уменьшить ошибку, след пластинок следует оставить перпендикулярно к плоскости колебаний поляризатора. Эти положения двойниковых плоскостей: север—юг для кальцита и восток—запад для доломита—не обладают высоким рельефом, характерным для карбонатов, и некоторые исследователи предпочитают противоположные положения, с наивысшим рельефом, вследствие большей точности, возможной при ориентировке пластинок в вертикальном положении. Если пользоваться этими положениями, следует вводить поправки, подобные тем, что даны для ориентировки экваториальной, описанной на стр. 234. n'_e для различных углов θ оценивается из уравнения:

$$n'_e = \frac{n_e \cdot n_0}{\sqrt{n_0^2 \cdot \sin^2 \theta + n_e^2 \cdot \cos^2 \theta}},$$

где θ — угол между n_0 и полюсом двойниковой плоскости¹. В случае кальцита n'_e , перпендикулярное к пластинкам, равно 1,529, так как θ , угол между n_0 и полюсом двойниковых пластинок, равен 64° и коэффициент для значений n'_e соответствует значениям θ , уменьшающимся от 64° (т. е. когда n'_e приближается к n_0). Если не вводить этой поправки, большая точность ориентировки пластинок, обусловленная высоким рельефом, не достигается.

¹ На это мне указал Т. А. Хо.

Для некоторых целей требуется определять только азимутальные положения, как, например, в случае удлинённых зерен, в которых нельзя измерить кристаллографические плоскости. В таких случаях длинную пространственную ось зерен ставят параллельно направлениям восток — запад или юг — север креста нитей и берут отсчет на I — V. При измерениях этого рода необходимо пользоваться постоянно одним и тем же положением: или восток — запад, или север — юг.

Метод измерения кристаллографических плоскостей в полированных шлифах непрозрачных минералов предложен Корном [67a]. Эта работа более сложна, чем в случае прозрачных кристаллов, и графические методы ограничиваются в настоящее время только наиболее простыми случаями. Одно решение мы опишем, другие разработаны еще не полно и не опубликованы. Зерна, которые выбираются для измерений, должны иметь те или иные признаки присутствия кристаллографических плоскостей, которые было бы можно идентифицировать. Для многих непрозрачных минералов последнее не представляет больших трудностей, так как можно использовать хотя бы одно направление спайности, а последняя часто хорошо развита. Если наблюдаются плоскости (100), то микроскопическая процедура сводится к следующему. Нужно найти три следа (100) на поверхности полированного зерна. Каждое из них по очереди поворачивается параллельно одной и той же нити креста нитей, что дает азимуты их нормалей. Ориентировка получается из этих замеров путем построения и описана на стр. 236. В данном случае нет необходимости в универсальном столике, так как измерять углы по горизонтальным осям не требуется. Универсальный столик, однако, можно применять для тех зерен, которые имеют пустоты на месте спайных обломков, выпавших из шлифа при полировке. Такие плоскости спайности можно измерять непосредственно, избегая графических построений. Практически нужно применять оба метода, чтобы использовать наибольшее число зерен в шлифе. Сейчас нет какого-либо стандартного приспособления или даже правил для установки полированных шлифов на универсальный столик. Обычно гемисферы снимают, а шлиф укрепляют на внутреннем кольце таким способом, чтобы полированная поверхность была перпендикулярна I — V.

Исследования при помощи рентгеновских лучей. Первые результаты статистического анализа строения горных пород при помощи рентгеновских лучей были опубликованы Зандером и Заксом [104] в 1930 г., но как в этой, так и в более поздней работе [107] почти ничего не сообщалось о технике производства исследований. Изложенные ниже сведения на

этот счет поэтому главным образом основаны на ограниченном личном опыте автора, и эта техника соответственно менее признана, чем общеизвестные оптические методы.

На рис. 163 представлена схема расположения существенных частей аппарата. При этом необходим источник монохроматического рентгеновского излучения. В лаборатории

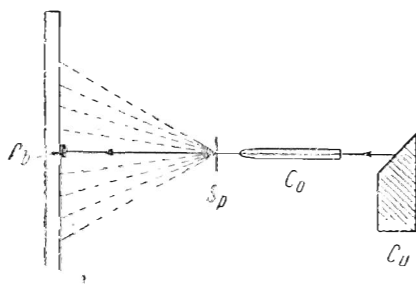


Рис. 163. Схематическое изображение сущности аппарата для фотографии прозрачных шлифов горных пород в рентгеновских лучах. Cu — медный анод; Co — диафрагма; Sp — образец горной породы; Ca — кассета с пленкой; Pb — свинцовая заслонка. Пунктирные линии показывают пути предполагаемых отражений от образца.

автора хороший результат давал медный анод (Cu) при 45 KV и 10 МА. Мы не будем описывать здесь специальное приспособление, производящее излучение. Рентгеновские лучи проходят через свинцовую диафрагму (Co) около 3 см длиной, имеющую отверстие в 1 мм. Он придвигается возможно ближе к аноду. Шлиф, смонтированный на картоне (Sp) толщиной 0,5 — 1 мм (стр. 213), ставится как можно ближе к другому концу диафрагмы. Это приближение диафрагмы к аноду и образцу сообщает оптимальную интенсивность потока, падающему на образец, и таким образом уменьшает время экспозиции. Кассета (Ca), заключающая пленку, ставится параллельно образцу, причем оптимальное расстояние от образца обуславливается типом анода и размерами пленки. При пленке 5×5 дм и медном аноде оказалось наилучшим расстояние в 7 см. Кассета устроена обычным образом с выдвигной крышкой; лицевая часть ее, обращенная к образцу, покрывается листом плотной черной бумаги. Этот материал, несмотря на его непрочность, задерживает свет и, имея небольшую толщину, пропускает большую часть излучения, попадающего на пленку. Небольшая свинцовая заслонка (Pb) помещена в ее центре для того, чтобы предохранить пленку от порчи прямым сильным потоком и рассеивания последнего в воздух лаборатории. Применяя пленку Истмэна, мы делали выдержку при указанных условиях от двух до четырех часов. Так же как и при оптических исследованиях, нужно получить относительную ориентировку образца, шлифа и пленки. Односторонняя стрелка (см. стр. 213) прочеркивается на пленке параллельно картонке, на которую наклеен образец, и это — главная из пометок. Другие наносятся по мере надобности.

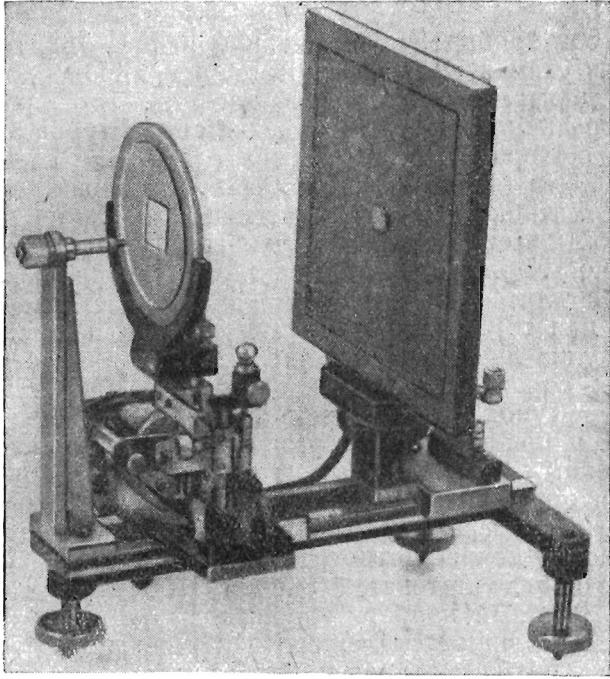


Рис. 164. Установка камеры для исследования в рентгеновских лучах при структурно-петрографической работе.

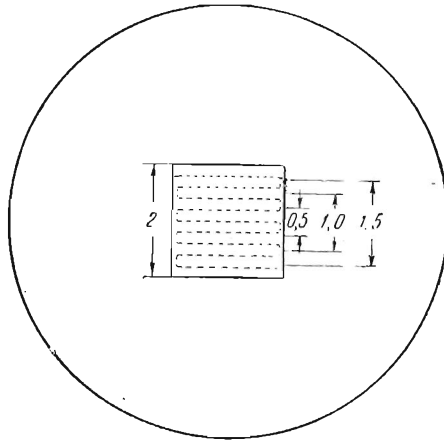


Рис. 165. Установка образца и площадь, исследуемая в камере, изображенной на рис. 164. Пунктирными линиями показано перемещение пучка рентгеновских лучей, падающих на образец. В увеличенном масштабе.

В простом приборе, изображенном на рис. 163, соединены оптическая скамья, соответствующее регулировочное устройство для диафрагмы, образца и кассеты. Его применение-однако, ограничивается статистическим структурным анализом только тонкозернистых пород типа глинистых сланцев (см. рис. 16 - 18), и она не годится для крупнозернистых пород. В этих последних в пучок рентгеновских лучей попадает слишком мало зерен для того, чтобы на пленке мог получиться какой-то рисунок, поддающийся расшифровке. С целью устранения этого затруднения можно присоединить приспособления для того, чтобы двигать образец вперед и назад поперек пучка лучей, вследствие чего увеличивается общее количество отражающих зерен и на пленке получается определенный рисунок. Это сложное движение должно быть параллельным поверхности образца и одновременно строго прямолинейным для того, чтобы сохранить первоначальные отношения ориентировки. Подобными приспособлениями пользуются в металлографии, и простая конструкция этого рода для целей структурно-петрографического анализа была предложена несколько лет назад Заксом [104]. Более удобный экспериментальный прибор изображен на рис. 164. Это соответственно приспособленная передвижная камера, снабженная пружинами, которая допускает покрытие площадок с размерами 2×2 ; $2 \times 1,5$; 2×1 и 2×5 см.

Весь путь, который проходит пучок рентгеновских лучей по площади 2×2 см, указан на рис. 165. Расстояние между горизонтальными ходами -- 1 мм. Так как многие монтированные образцы не занимают всей площади 2×2 см, получается значительное сокращение времени экспозиции вследствие сокращения просвечиваемых площадей; наибольшая площадь 2×2 соответствует наиболее удобному размеру изготавливаемых шлифов и пригодна для большинства горных пород. Камерой можно пользоваться как для тонкозернистых, так и для грубозернистых пород. Неоднородность материала, которая при неподвижно укрепленном (не перемещающемся) образце, могла иметь следствием неправильный отпечаток, в данном случае статистически компенсируется, и при перемещении образца получается некоторый средний рисунок ориентировки.

Зандер рекомендует молибденовый анод, указывая на высокую жесткость лучей этого металла. Автор имел больше успеха с мягким медным излучением, но, не зная деталей зандеровского метода, не решается рекомендовать тот или другой из этих анодов.

Глава X

ОБРАБОТКА ДАННЫХ

При структурно-петрографическом анализе мы все время имеем дело с пространственными трехмерными данными; чрезвычайно существенно представлять их на двумерных плоских проекциях, более удобных в обращении. Кроме того, как можно было убедиться при чтении предыдущих глав, для того чтобы представить действительную ориентировку минералов, недостаточно одних описательных данных и оканчивается совершенно необходимым сопровождать такие описания иллюстративным материалом. Ниже мы описываем принципы и технику этих графических построений.

Проектирование оптических характеристик

Введение. При проектировании оптических данных для целей структурного анализа пользуются способами, уже издавна применяющимися в картографии и в кристаллографии. Существование их заключается в том, что пересечения линий и плоскостей, проходящих через центр воображаемой сферы, с поверхностью этой сферы, изображаются в виде различных систем двумерных сеток. При кристаллографических работах обычно пользуются гномонической, ортогональной и стереографическими проекциями. Все они относятся к классу так называемых перспективных проекций, т. е. таких, где предполагается, что глаз наблюдателя видит поверхность сферы из какого-либо заданного положения. Точка, где линия зрения пересекается с плоскостью проекции, определяет проекцию данной точки. Это поясняет рис. 166 (левая половина), изображающий стереографическую проекцию. При этом способом плоскостью проекции является плоскость экватора EW , а глаз наблюдателя помещен в южный полюс S . P и P' представляют точки на сфере, располагающиеся под углами α и α' , стереографические проекции которых на плоскость экватора необходимо найти. Лучи зрения $P'S$ и $P''S$ пересекают EW в X и Y , так что OX представляет α' ($=30^\circ$), а OY представляет α'' ($=60^\circ$). Общая формула для проектирования любой точки стереографическим способом

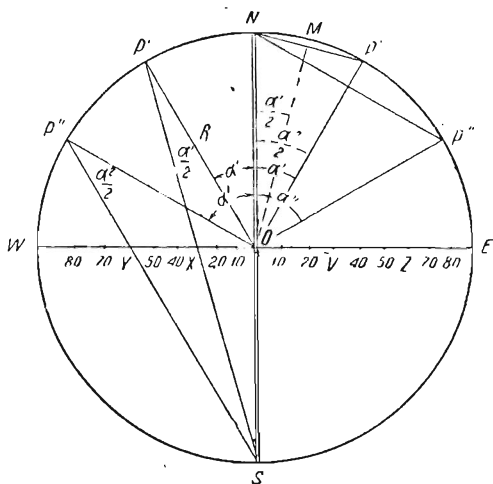


Рис. 166. Вертикальный разрез сферы, изображающий построение стереографической проекции (левая сторона) и равновеликой проекции Ламберта (правая сторона). Пояснения см. в тексте.

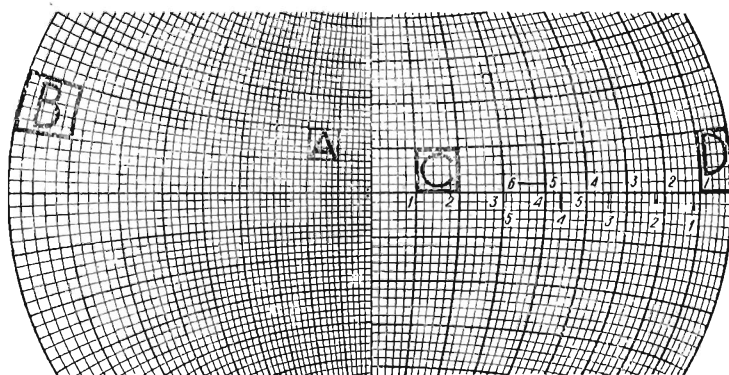


Рис. 167. Сравнение стереографической (вильфовской) и равноплощадной (шмидтовской) сеток. Искажение размеров площади вильфовской сеткой выступает при сопоставлении площадок А и В. Подобные же площадки С и D на шмидтовской сетке справа обнаруживают сравнительно небольшое искажение.

очень проста: $r = R \cdot \sin \frac{\alpha}{2}$, где r — расстояние проекции от центра O , R — радиус сферы и α — угол наклона от вертикальной линии, проходящей через данную точку, находящуюся на поверхности сферы.

На левой стороне рис. 167 изображена часть стереографической сетки, которую обычно называют вульфовской. Это — плоскость экватора OW с рис. 166, на котором пересекаются дуги, представляющие стереографические проекции точек с различными азимутами и вертикальными углами, проведенные через каждые 2° . Она передает действительные угловые соотношения линий и плоскостей и поэтому широко применяется при кристаллографических работах для решения различных задач в трех пространственных измерениях. Для представления статистических пространственных данных искажение площадей, являющееся свойством этой сетки, не играет большой роли только для тех направлений, которые попадают в пределы области с угловым расстоянием в 50° от центра. Например, площадка в $10^\circ B$ захватывает непропорционально большое пространство по сравнению с такой же площадкой в $10^\circ A$. Поскольку при структурно-петрографических исследованиях необходимо представить относительную пространственную концентрацию измеренных данных, эта особенность стереографической проекции (и всех вообще перспективных проекций) нежелательна. Надо воспользоваться равноплощадной проекционной сеткой, которая устраняет эти искажения. Известно несколько типов этих равноплощадных проекций; при петроструктурном анализе обычно пользуются предложенной Лэмбергом в 1772 г. и выбранной Шмидтом [113], как особенно удобной. Описание ее и способ пользования ею приводим ниже. Правая сторона рис. 167 изображает точки P' и P'' с углами наклона α и α' , имеющими ту же величину, как и соответствующие углы на стереографической проекции рис. 166. Опуская математические предпосылки, укажем, что отвечающая P' проекция представлена V ; P'' соответствует Z . Эти точки получают следующим образом: $OV = \frac{P' \cdot N}{\sqrt{2}}$ и $OZ = \frac{P'' \cdot N}{\sqrt{2}}$. Так как $P'N = P'M + MN = 2R \cdot \sin \frac{\alpha}{2}$ и $P'N = 2R \sin \frac{\alpha'}{2}$, общая формула для любой точки, лежащей на OE , выражается следующим образом: $r = \sqrt{2} \cdot R \cdot \sin \frac{\alpha}{2}$, где r , R и α представляют те же самые переменные, что и в предыдущей формуле стереографической проекции. Очевидно, что расстояние точек, отвечающих интервалам в 10° по направлению OE изменяется в обратном порядке по

сравнению с расстояниями таких же точек на OW. В плоском изображении (правая половина рис. 167) вся равноплощадная сетка резко отличается от стереографической. Сравнение площадки С в 10° с такой же площадкой D показывает уже с первого взгляда, что каждая из них охватывает примерно одинаковое пространство, хотя по форме обе площадки сильно различаются. Стандартная двенадцатисантиметровая сетка такого рода, известная под названием сетки Шмидта, приложена в конце книги. Если понадобится, можно построить ее с помощью расчетных таблиц (41а).

При пользовании сетку можно наклеить на вращающийся столик, употребляющийся при пользовании вульфовской сеткой, и наносить данные на наложенный сверху лист восковки. Эта восковка здесь закрепляется на подвижном кольце, внутри которого вставлена сетка. Менее сложное, но также удобное приспособление — это устройство с куском фанеры (или картона) и листком тонкого прозрачного целлулоида, между которыми сетка закрепляется намертво (см. рис. 161). В целлулоиде точно против центра сетки прокалывается отверстие. Кусок восковки, обрезанный несколько шире, чем диаметр сетки, прикрепляется к фанерной доске кнопкой или булавкой. Небольшой кусочек прочной тесьмы лейкопласта или бристольского картона, подклеенный под бумагу в центре сетки предохраняет сетку от порчи булавкой. На бумаге делают круг того же диаметра, что и у сетки, и черточкой отмечают положение нулевого диаметра. Доску затем ориентируют так, чтобы ее азимутальные деления были расположены соответственно с отсчетами оси I—V столика. С каждой стороны нулевой отметки, для того чтобы было удобнее поворачивать восковку, наклеиваются небольшие петельки из чертежной бумаги.

Нанесение данных. Измерения, сделанные на универсальном столике, наносятся непосредственно после отсчетов, или можно записать их в виде особой таблицы. Первый способ предпочтительнее, так как в этом случае можно видеть постепенное оформление рисунка ориентировки и, если понадобится, можно изменить ход работы. Так как все действия с сетками Вульфа и Шмидта совершенно одинаковы, то читатели, знакомые с правилами пользования одной из них, могут пропустить большую часть следующих параграфов.

Одноосные кристаллы. На рис. 168 изображен способ нанесения найденных положений оптической оси и перпендикулярной к ней плоскости в одноосных кристаллах. По данным отсчетов, на восточной правой дуге для положения оптической оси $I-V=0^\circ$, N—S (полярная ориентировка) находим проекцию оси путем совмещения начальной нуле-

вой отметки на прозрачной бумаге с 0° сетки и последующего отсчета в 40° от центра сетки налево, по диаметру восток — запад. Найденная точка представляет проекцию P на нижнюю половину сферы проекции. В стереографической

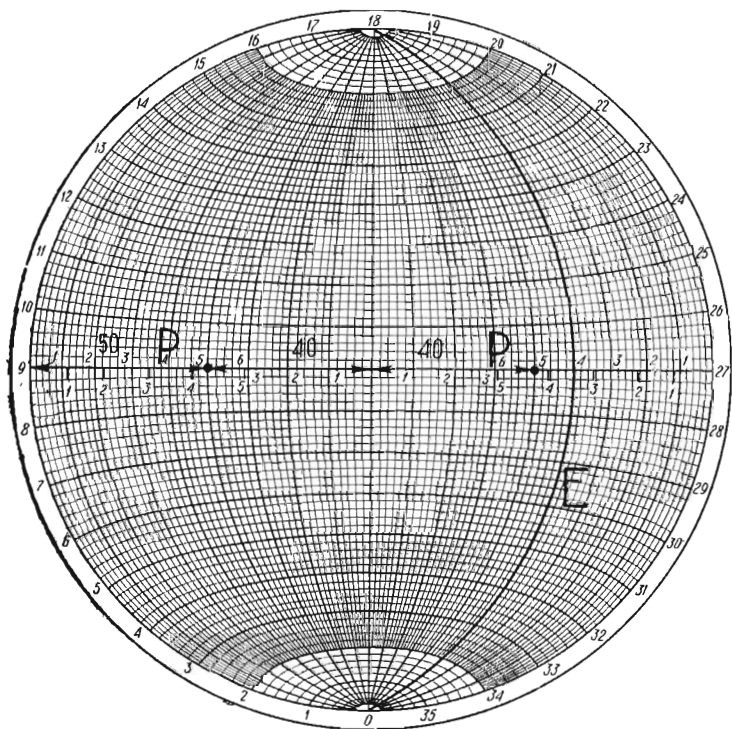


Рис. 168. Метод нанесения вертикальных углов на шмидтовскую сетку. P и P' — проекции на нижнюю и верхнюю полусферы по отсчетам, о которых сказано в тексте. E — след плоскости, перпендикулярной P .

проекции пользуются верхней половиной ее, и указанному отсчету, взятому точно таким же способом, отвечает положение точки P' . Обе проекции правильны, и, естественно, возникает вопрос о том, какой из них пользоваться при нанесении точек? Но так как практически все опубликованные структурно-петрографические данные наносились на проекцию нижней полусферы, то не нужно запутывать дело проектированием на верхнюю полусферу, как это имело место в некоторых последних работах.

Пусть даны теперь отсчеты для положения оптического экватора (плоскость перпендикулярна оптической оси): $I-V=0^\circ$, $N-S=50^\circ$ по западной левой дуге, азимут находится, как и в предыдущем случае, угол 50° отсчитывается по диаметру восток — запад, считая от центра. Это определяет дугу E (большого круга), представляющую наклонный оптический экватор. Так как оптической осью должна быть линия, перпендикулярная к ней, мы откладываем 90° по диаметру восток — запад и вновь получаем P . Отсчеты столбика целесообразно выбирать так, чтобы P каждый раз отвечало проекции кристаллографической оси. Практически дуга E никогда не наносится, так как диаграмма, состоящая из многочисленных дуг различных азимутов, была бы слишком запутанной. Вместо того находят линию, перпендикулярную к ней (ось кристалла) непосредственно по отсчету 50° на диаметре восток — запад, по направлению дуги большого круга от периметра к центру. При полярной ориентировке таким образом откладывают отсчет по $N-S$ на диаметре восток — запад от центра. При экваториальной ориентировке откладывают отсчет по $N-S$ от периметра. Данный пример должен иметься в виду, если возникает неясность в выборе проекций на нижнюю или верхнюю полушеры.

При нанесении плоскостей оптического экватора карбонатов необходимы поправки (стр. 222), значения которых проставлены на прилагаемой стандартной сетке. Для полярной ориентировки при пользовании полусфер с высоким показателем никаких поправок не требуется.

Кристаллографические плоскости наносятся точно таким же способом, как и плоскость оптического экватора одноосного кристалла. Если плоскость ориентирована север—юг с отсчетом по $N-S$ в 50° на западной дуге, P является ее полюсом. Большой круг, представляющий действительную плоскость, не строится. В большинстве наиболее обычных минералов плоскости также могут ориентироваться по направлению запад—восток; в этом случае вместо отсчетов по $N-S$ берутся отсчеты по $E-W$ и наносятся затем на сетку по диаметру юг—север. Об ограничениях для доломита и кальцита уже упоминалось.

Построение линии скольжения. Ориентировка линий скольжения в двойниковых пластинках $(01\bar{1}2)$ кальцита относительно оптических осей определяется следующим образом: сперва наносится (см. рис. 169) P_L — полюс двойниковой пластинки L и оптическая ось c_v по правилам, которые указаны в пояснениях к рис. 168. Затем восковку вращают таким образом, чтобы c_v и P_L легли на дугу большого

круга. Угол между c_v и P_L измеряется по этой дуге, проверяя точность измерений на микроскопе. Для кальцита этот угол не должен сильно отличаться от 26° . Рассматривая ромбоэдр кальцита, изображенный на рис. 20, можно убедиться, что линия скольжения в пластинках лежит в плоскости, проходящей через c_v , и перпендикулярна к полюсу у двойниковой пластинки. Следовательно, G на рис. 169 должно располагаться на дуге большого круга, соединяющего c_v и P_L в точке, отстоящей на 90° от P_L . Если измерения произведены точно, G должно попасть на дугу большого круга, изображающую положение пластинок L . Практически L на восковке не проводят, а находят G непосредственно, как уже описывалось ранее.

Двуосные кристаллы. Измерения, произведенные для двуосных кристаллов на четырехосном столике, наносятся по способу, как показано на рис. 170. В примере взята одна из плоскостей оптической симметрии, для которой отсчет по $I-V$ равен 0° и по $N-S=20^\circ$ на западной дуге; для другой плоскости отсчет по $I-V=78^\circ$, а отсчет на восточной дуге 30° . Ни та ни другая из этих плоскостей не содержит оптических осей. X , Y и Z можно найти двумя способами, которые взаимно дополняют друг друга и служат контролем: При первом методе вычерчивают дуги больших кругов, отвечающие отсчетам по $N-S$ в 20° и 30° . Так как ни один из них не является плоскостью оптических осей, то пересечение их определяет положение Y . С помощью гипсовой пластинки определяют X и Z и наносят их, откладывая по 90° от Y на соответствующих дугах больших кругов. Индикатриса, таким образом, определена полностью.

Второй метод заключается в нанесении полюсов к двум плоскостям оптической симметрии (к X и Z). Затем восковку вращают, чтобы совместить эти две точки на общей дуге большого круга. Это дает положение оптической плоскости, и, следовательно, полюсом к этому большому кругу является Y . В целом построение, характеризующее оба эти метода, определяется оптической симметрией—именно тем, что X перпендикулярна к плоскости YZ ; Y перпендикулярна к плоскости XZ и Z перпендикулярна к плоскости XY .

Тем же примером можно воспользоваться для иллюстрации способа нанесения данных, полученных на пятиосном столике. В этом случае обе плоскости оптической симметрии находят при одной установке кристалла (стр. 225) с отсчетами $I-V=348^\circ$, $N-S=23^\circ$ на западной дуге и $I-E-W=30^\circ$ на северной дуге. Несоответствие этих отсчетов с отсчетами предыдущего примера объясняется независимостью двух установок кристалла на четырехосном столике. Нанесение

производится способом, который пояснен на рис. 171. По отмеченному на бумаге черточкой азимуту (348) наносят полюс Z' плоскости оптической симметрии север—юг. Эта операция не затрагивает плоскости симметрии восток—запад. Затем наносят X полюс плоскости восток—запад. Так как плоскость юг—север лежит не под прямым углом к экватору сетки, то при нанесении полюса X ее следует повернуть на соответствующий угол в 30° по дуге малого круга в том же направлении. Z' соответственно переместится в Z . Это достигают, повернув восковку на 90° и затем перемещающую Z' на 30° по ближайшей дуге малого круга, пересекающей большие круги меридианов. Направление переисчисления—то же, по какому мы наносим X (более подробно о процедуре поворота проекций сказано на стр. 241). Затем проводим X и Z на один и тот же большой круг и наносим Y перпендикулярно к нему, как помечено это в предыдущем примере. Индикатриса теперь вполне определена и одинаково ориентирована с изображенной на рис. 170.

Порядок, в котором наносятся углы, один и тот же и зависит от взаимного расположения осей столика. По направлению к внутренним осям столика последовательно наносят отсчеты по осям: $O-E-W$, $O-V$, $N-S$, $I-E-W$. В примере на рис. 171 отсчеты по $N-S$ были нанесены раньше $I-E-W$, так как последняя ось сопряжена с осью $N-S$. Рис. 172 служит другим примером, иллюстрирующим это правило; здесь использованы данные рис. 162, причем угол оптических осей минерала принят равным $+50^\circ$. По данному азимуту установки 215° отмечаем на X'' , Y'' и Z'' восковки в соответствии с рис. 162. Так как $O-E-W$ самая последняя от центра ось из всех осей, которыми пользуемся для нахождения $2V$, то эти отсчеты для оптических осей наносятся сначала в A по 25° с каждой стороны Z'' , в плоскости $X'' Y''$. Затем идет отсчет по $N-S$, дающий положение осей индикатрисы Y' , Z' , A' . Наконец, по отсчету $I-E-W$ перемещают X'' в X , производя поворот на соответствующие углы для Y , Z' и A' к их конечным положениям Y , Z , A . Дуги больших кругов XY , YZ и XZ дают полную ориентировку индикатрисы. Практически их проводят не всегда, а только в некоторых случаях, да и вообще некоторые этапы вышеописанной процедуры опускаются; метод здесь описывается достаточно подробно, чтобы дать о нем представление.

Техника нанесения данных, излагавшаяся в предыдущих параграфах, касается только оптических данных. Но так как конечной целью структурно-петрографического анализа является ориентировка кристаллографических направлений,

важно установить соотношения оптических и кристаллографических направлений в исследуемых минералах. Для двусосных кристаллов, если в них нельзя измерить кристаллогра-

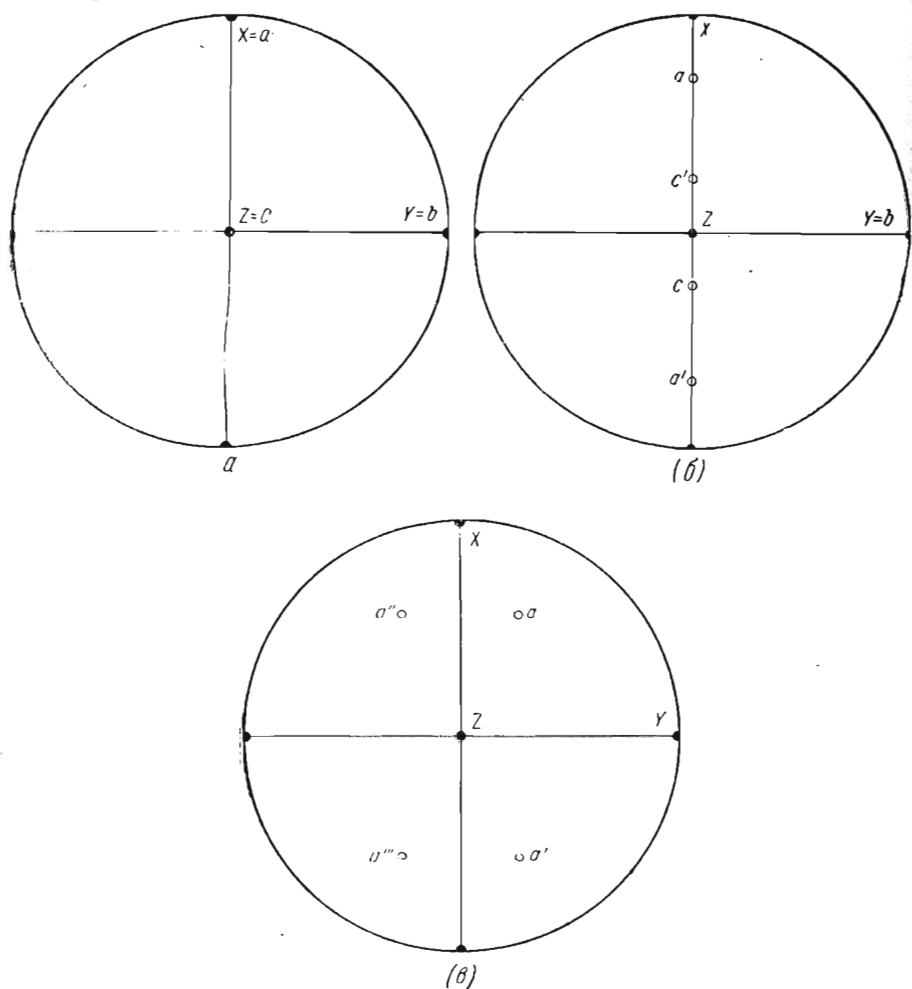


Рис. 173. Диаграмма, показывающая соотношения кристаллографических осей и осей индикатрисы в кристаллах ромбической (а), моноклинной (б) и триклинной (в) систем.

фических направлений или плоскостей, мы будем иметь случай, изображенный на рис. 173. В ромбических кристаллах установленные оптические направления определяют кристаллографические оси, и никакой двусмысленности в ориенти-

ровке не остается. Для моноклинных кристаллов определение оптических направлений оставляет одну степень свободы для кристаллографической оси, так как в этой системе с кристаллографической осью совпадает только одно оптическое направление. Другие две оси могут иметь положения a и c или a' и c' , что легко понять, если мысленно повернуть оптические направления на 180° около Y . Триклинные кристаллы, которые не имеют оптических направлений, параллельных кристаллографическим осям, обнаруживают три степени свободы. Поворот на 180° около каждого из оптических направлений со всей ясностью обнаруживает двойственность в ориентировке их кристаллографических осей (на рисунке показано только a). Любой из поворотов около какого-либо оптического направления возвращает индикатрису в ее начальное положение, но в результате получаются новые положения кристаллографических осей. Таким образом, кроме случая ромбических кристаллов, ориентировка двухосных минералов является вполне определенной до тех пор, пока, кроме оптических направлений, не будут измерены некоторые могущие быть идентифицированными кристаллографические линии или плоскости. К счастью, в большинстве случаев это возможно, и, таким образом, удается избежать двойственности в ориентировке моноклинных и триклинных кристаллов.

Линейность. Графический метод определения простирания и падения линейности (см. рис. 147) описывался уже раньше разбора проекций, но сейчас его описание можно несколько расширить. Нанесение плоскости сланцеватости по измеренным углам падения и простирания, очевидно, совершенно одинаково с нанесением кристаллографических плоскостей. Измеренный в поле угол между Sp и L — наносится на большой круг P , представляющий сланцеватость. Горизонтальная проекция (простирание L) изображается пунктирной линией, соединяющей центр сетки и L . Угол, образуемый линейностью с простиранием сланцеватости, можно прочесть на окружности сетки. Вращая восковку до такого положения, при котором S_L совместится с диаметром сетки, находим погружение или падение линейности.

Отдельные азимуты. Тот же прием можно использовать для нанесения отдельных азимутов, а также для всех других операций, при которых мы имеем дело только с вертикальными углами. Отсчеты (стр. 227) наносятся, совмещая начальную отметку круга с соответствующим отсчетом на сетке, и помечаются короткой тонкой линией против 0° сетки. Если некоторые отсчеты одинаковы, кроме отметки линии, можно проставлять их нумерацию.

Азимуты взаимно перпендикулярных плоскостей. Задача, возникающая при измерении плоскостей (100) в кристаллах кубической системы, была рассмотрена нами на стр. 227. Измерения азимутов трех плоскостей (100) на одном каком-нибудь кристалле позволяют ориентировать и самые плоскости, как видно из следующих примеров. C_1 , C_2 и C_3 на рис. 174 представляют перпендикуляры к измеренным азимутам A_1 , A_2 и A_3 . Так как полюсы к поверхностям (100) должны проектироваться на этих перпендикулярах, то задача

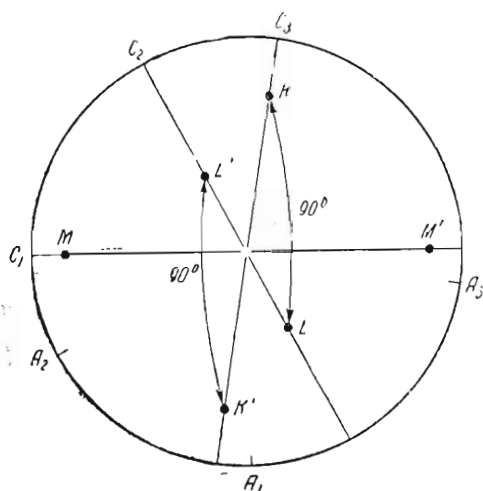


Рис. 174. Метод определения плоскостей (100) кристаллов кубической системы по измерениям трех азимутов A_1 , A_2 и A_3 в одном кристалле.

сводится к отысканию полюсов. Для этого поворачивают восковку таким образом, чтобы одна из линий — в данном случае взята C_1 — оказалась совмещенной с диаметром восток — запад сетки. Затем пытаются найти тот большой круг, дуга которого между C_2 и C_3 отвечает углу в 90° . Два пересечения ее с C_2 и C_3 , именно K и L , представляют полюсы к поверхностям куба. Третий — M лежит на C_1 в расстоянии 90° по дуге большого круга K и L . Как видно из диаграммы, точки K' , L' и M' также удовлетворяют этому условию, таким образом указывая на

имеющуюся одну степень свободы при решении. Чтобы устранить эту двойственность, нужны дополнительные кристаллографические данные.

Операция поворота проекции. При сравнении диаграмм с различной ориентировкой часто оказывается необходимым повернуть одну из них таким образом, чтобы ее оси строения совпали с теми, какие имеются на другой диаграмме. Хотя это вообще сводится к повороту на 90° , способ остается тем же, что и для поворота на всякий другой угол (см. рис. 171 и 172). Осуществить такие повороты позволяют малые дуги сетки, пересекающие большие круги. Малые круги можно рассматривать как параллели широты в отличие от больших кругов или меридианов. Рис. 175 показывает, как делается поворот на 90° точки P (по часовой стрелке и против часовой стрелки) и поворот плос-

кости L' на 90° по часовой стрелке. Необходимо вначале выбрать ось вращения; затем восковку вращают таким образом, чтобы эта ось R стала диаметром, проходящим через центры малых кругов (перпендикуляры к их хордам), так как обычно мы имеем дело с проекцией на нижнюю полусферу, вращение P по часовой стрелке на тот

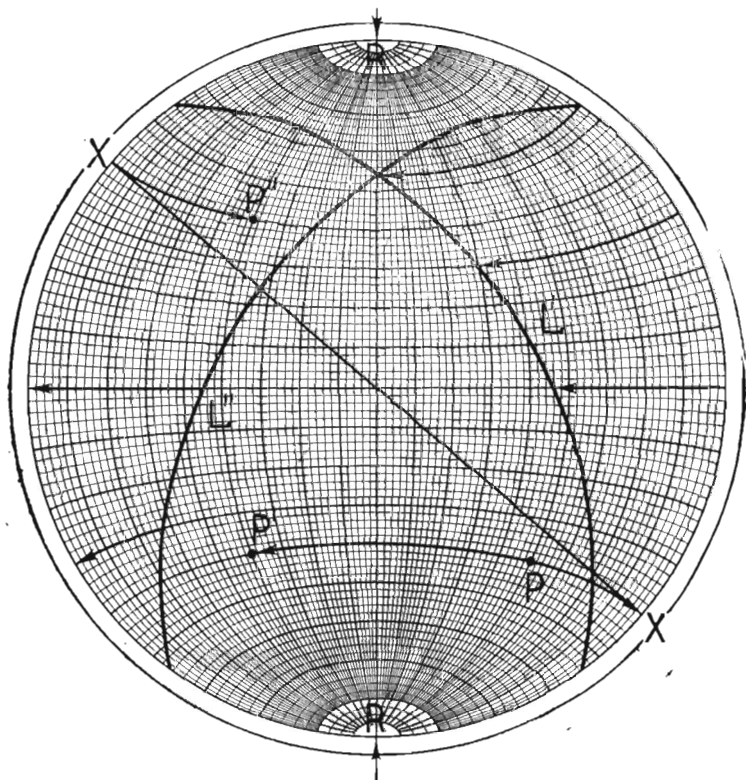


Рис. 175. Способ поворота точек и линий. R — ось поворота.

же угол даст точку P' , а против часовой стрелки — даст P'' . В промежуточной точке X при этом повороте против часовой стрелки P проектируется в виде линии, проходящей через центр сетки и соединяющей эту точку с точкой на одной из широтных параллелей к северу от экватора. Остающаяся часть угла поворота (дополнение до 90°) отсчитывается по этой новой дуге, а не по первоначальной дуге, на которой лежит P . Эту особенность операции поворота можно формулировать так: если при отсчете угла поворота на малый круг сетки приходится только некоторая его часть, то остающаяся до полного

значения часть отсчитывается по дуге, удаленной на 180° от первоначальной дуги. Поворот дуги L' против часовой стрелки на 90° в положении L'' производится взятием трех или четырех достаточно удаленных одна от другой точек на этой дуге и отысканием их новых положений. Так как L представляет большой круг, L' должно также быть большим кругом; поэтому восковку затем поворачивают так, чтобы найти большой круг, содержащий переместившиеся при повороте точки. На рисунке искомое положение обозначено L'' .

Составление диаграмм плотностей

В дополнение к описанной технике проектирования часто приходится графически представлять структурно-петрографические данные в обобщенной форме. Только в виде исключения оказываются более удобными отдельные первичные диаграммы; как правило же, важные сгущения точек выражаются с большей ясностью на диаграммах плотностей, которые получаются одним из следующих способов.

Проведение изолиний. На обычной диаграмме, где точки наносятся как по отсчетам азимутов, так и по отсчетам вертикальных углов, плотности точек удобнее выражать при помощи контуров изолиний, причем каждая из изолиний изображает один и тот же постоянный процент общего количества точек на диаграмме. Способ этот впервые был введен Шмидтом [113]. Он сводится к следующему.

Помещают полученную точечную диаграмму на лист бумаги, разграфленной по сетке на клетки со стороной в 1 см таким образом, чтобы центр диаграммы совпадал с одним из пересечений этой сетки квадратиков, а ее начальная отметка приходилась против линии, проходящей через центр. Сверху накладывают еще листок прозрачной восковки несколько больших размеров, чем точечная диаграмма. Все три листка соединяют скрепкой или склеивают, после чего на верхнем листке описывают круг, совпадающий с кругом диаграммы, и ставят на нем нулевую отметку, совпадающую с начальной отметкой круга диаграммы.

Проведение изолиний производится при помощи двух целлулоидных шаблонов, изображенных на рис. 175, причем площадь круговых отверстий кружков в них равняется 1% общей площади диаграммы. Двигая счетчик-шаблон А по диаграмме, находим наибольшее число точек, приходящееся на площадку, составляющую 1% . Если такая площадка, содержащая наибольшее число точек, расположена у окружности диаграммы, применяют счетчик В. Она удерживается

в постоянном положении, будучи насажена на острие чертежной кнопки, которую втыкают с обратной стороны через все три листа в центре диаграммы. Острие кнопки входит в соответствующий паз линейки. Для того чтобы найти наибольшее сгущение точек, отмечают для разных положений шаблона количество их, приходящееся каждый раз на обе противоположные площадки линейки. Так, например, в положении Р' суммируются все точки, находящиеся внутри обоих кружков; в одном из кружков их 13, в другом—2. Предположим, что сумма их (15) представляет максимальную концентрацию для всех площадок в 1⁰/₀ и что на диаграмме нанесено всего 300 точек. Тогда можно составить следующую таблицу, исходя из отношения: 3 точки - 1⁰/₀, 6 точек - 2⁰/₀ и т. д.

Отметка изолиний	Точки в пределах контура (в %)
0	от 0 до 1
1	от 2 до 4
2	от 5 до 7
3	от 8 до 10
4	от 11 до 13
5	от 14 до 16

Площадки, содержащие только одну точку, лучше отнести к нулевой изолинии. Это увеличивает общую площадь, занимаемую нулевой изолинией, отчего диаграмма выигрывает в наглядности без ущерба для интерпретации. Число изолиний произвольно, но обычно большего расчленения, чем в приведенном примере, не требуется.

Счетчик-шаблон А теперь вновь накладывается на скрепленные листы, таким образом, чтобы каждая из четырех сторон сантиметровой сетки оказывалась касательной к кружку линейки. Точки, расположенные у краев, где эти кружки не укладываются целиком внутри диаграммы, не принимаются в расчет. Затем считают число зерен, попадающих внутрь каждой из площадей кружков, относя их на таблице к ближайшему подходящему числу, отвечающему отметке изолинии, и отмечают это число мягким карандашом в центре кружка контурной площадки (рис. 176). Эту операцию повторяют, передвигая контур по диаграмме через интервал в 1 см таким образом, что отметка изолинии окажется на каждом пересечении сантиметровых линий разграфленной сетки, за исключением самих краев диаграмм.

Для этих неполных краев пользуются счетчиком В следующим способом: помещают линейку так, чтобы средняя точка в прорези была на одной линии с центральной кнопкой.

Исходя из какого-либо начального положения, считают число зерен, появляющихся в каждой из противоположных процентных площадок, складывают их и находят соответствующее контурное число на таблице; это число на круге диаграммы отмечают в центре каждого из противоположных кружков счетчика; такой прием показан для положения Р счетчика на рис. 177. Затем поворачивают шаблон в новое положение приблизительно на 1 см дальше по кругу и повторяют операцию до тех пор, пока не будет пройдена вся окружность диаграммы.

С неполными сантиметрами - клетками, расположенными близко к краям, которые нельзя подсчитать шаблоном А, поступают следующим образом: сдвигают счетчик В в такое положение, при котором в центр 1-процентной площадки одного из ее кружков попадает одна из клеток, не получившая отметки шаблона. Считают число зерен, находящихся внутри обоих противоположных кружков, складывают их, определяют контурное число по таблице и помечают его у остающегося свободным пересечения сантиметровых клеток. Повторяют эту операцию для всех остающихся краевых клеток.

Изолинии, или линии равной плотности, проводятся, как показано на рис. 176. Лучше начинать с контуров наивысшей концентрации. Интерполяция для дробных контурных чисел производится на-глаз, так как особая точность не нужна. Следует, однако, соблюдать известную осторожность и следить за тем, чтобы каждое пересечение контура с окружностью диаграммы имело соответствующий конец его на диаметрально противоположной стороне окружности. Места таких противоположных пересечений должны проверяться по линейке.

Площади наибольшей плотности (максимумы) обычно заливаются тушью; зоны меньшей концентрации обозначаются различными значками и символами, выбираемыми с расчетом выразить главные особенности диаграммы. Все необходимые данные, как, например, число и тип измерявшихся зерен, значения нанесенных изолиний и ориентировка шлифа по отношению к диаграмме должны быть указаны на полях.

В тех случаях, когда диаграмма состоит из небольшого числа разбросанных точек, можно значительно сэкономить время без заметной утраты деталей, пользуясь контуром в 2%. Радиус кружков шаблонов в этом случае 1,43 см, и их применение требует и сетки, имеющей квадраты со стороной в 1,43 см. Способ остается точно тем же самым.

Как показал Мюллер [85], более точен, чем только что описанный, способ проведения изолиний отдельных неодинаковых по площади участков диаграмм. Счетчик выбирается

для данного участка диаграммы с таким расчетом, чтобы внутрь кружка счетчика попадало не более шести и не менее трех точек. По указанным ниже причинам возникает сомнение в том, нужна ли эта повышенная точность.

Диаграмму плотности можно составить и без прямоугольной сетки, проходя по площади диаграммы со счетчиком (шаблоном) в произвольных направлениях. Получающаяся диаграмма хотя и может обнаружить более или менее достоверные детали, но при невнимательном отношении к ее составлению возможны недоразумения; применение сетки следует предпочесть, так как здесь исключается элемент субъективности и получается возможность „механизировать“ операцию проведения изолиний.

В общем большая детальность при проведении изолиний является особо нежелательной по двум причинам: во-первых, в связи со способом получения и точностью исходных данных, а во-вторых, в связи с малой точностью построения проекций. В отношении первой причины нужно напомнить, что среднее число точек диаграммы, состоящей, скажем, из 300 оптических осей, представляет бесконечно малую долю всех зерен подобной ориентировки, которые могли бы быть измерены в данном тектоните. Хотя исследования показывают, что какой-либо данный рисунок ориентировки может как бы повториться в другом образце, взятом в километре или даже в десятке километров расстояния, однако точное повторение деталей этого рисунка совершенно невероятно. Рисунки ориентировки в двух шлифах, вырезанных из одного штуфа, должны, таким образом, отличаться во второстепенных подробностях, и поэтому тратить время на выяснение деталей просто не имеет смысла.

Второе основание того, чтобы избегать многочисленных детальных изолиний, заключается в следующем: как уже отмечалось (стр. 231), площадки в 10%, лежащие у окружности сетки Шмидта, имеют примерно одинаковую площадь, но отнюдь не одинаковую форму, если их сравнить с такими же площадками, находящимися близ центра. Кружочки, применяемые при построении изолиний, в сущности отвечают своему назначению только для участков в центре сетки. У краев последних их следовало бы заменять для каждого контура в 1% соответствующими эллипсами; однако специальные исследования показывают, что для целей структурно-петрографической работы счетчики, имеющие форму кружка, дают достаточную точность. Следовательно, ввиду такого компромисса с механикой проекции очень большая детальность при построении изолиний явно лишена смысла, в особенности для периферических частей сетки.

Поворот диаграмм изолиний можно осуществить, следуя уже описанным правилам (стр. 247). По возможности, однако, обычный поворот на 90° следует производить перед проведением изолиний, т. е. предпочтительнее перемещать отдельные точки, а не изолинии, представляющие распределение плотностей. Это связано опять-таки с условиями, которые были указаны в предыдущем разделе, поскольку все изолинии у окружности диаграммы наносятся менее точно, чем такие же изолинии в центре сетки. Хотя разница может быть очень небольшой и для небольших углов поворота ею можно пренебречь, все же легче избежать ошибки, если исходить из первоначальной точечной диаграммы. К счастью, отдельные точки гораздо легче переориентировать, чем более сложные серии линий. Однако при отсутствии первичных данных для поворота изолиний может оказаться полезной следующая операция. Накладывают диаграмму на сетку так, чтобы ось поворота была совмещена с линией $0-180^\circ$ или параллельна ей. Поверх обеих помещают в параллельном положении половину другой сетки, обрезанной точно по линии $0-180^\circ$. На нее накладывают лист прозрачной восковки и все 4 листа скрепляют вместе. Открытая половина диаграммы изолиний затем повертывается на необходимый угол, причем, так как другая половина прикрыта, то новые изолинии нельзя смешать с прежними. Затем перемещают разрезанную сетку так, чтобы была видна оставшаяся часть находящейся снизу диаграммы, и заканчивают процедуру поворота на верхнем листе.

Шкала подразделения на краю диаграмм. В тех случаях, где данными для построения диаграммы являются отсчеты азимутов (стр. 242), плотность нельзя показать изолинией. Хафф [50] описал простой метод для изображения таких данных с применением особого целлулоидного шаблона-счетчика (рис. 177). На стандартном прозрачном листе, накладываемом на диаграмму азимутов, проводится круг и наносится начальная отметка, соответствующая отметке на нижнем листе. Оба они скрепляются в этом совмещенном положении. Шаблон укрепляется, как изображено на рисунке, и может свободно поворачиваться около центра. В нем проделано отверстие в 0,63 см длиной, вытянутое по окружности диаграммы. Длина его составляет 1% длины окружности стандартного круга 20 см. В середине этого отверстия имеется отметка.

Пробуем найти такое положение, при котором в отверстие дуги счетчика входит максимальное число линий азимутов. По этим данным составляем таблицу концентрации азимутов, исходя из общего числа нанесенных на диаграмме линий, тем же способом, как это мы делали ранее при построении

контурной линии (стр. 247, таблица в этом случае ничем не отличается). Ставя счетчик на максимальный отсчет (15 линий в данном примере), двигаем его вправо или влево на такое расстояние, чтобы в отверстии счетчика оказалось 14 линий. Проводим затем на бумаге против начальной отметки (на противоположной стороне от нее) короткую черточку. Повторяем эту операцию, двигая счетчик в противоположном направлении из положения максимального отсчета. Помечаем $5^0/0$ в этих двух соседних положениях. Затем двигаем счетчик так, чтобы в створ его дуги вошло 11 линий, и помечаем $4^0/0$ против индекса. В законченном виде шкала концентрации изображена на рис. 177. Для того чтобы подчеркнуть степень концентрации линии, применяются различные символы и обозначения. В тех случаях, когда азимутов немного и они разбросаны по площади первоначальной диаграммы, целесообразно пользоваться шаблоном с дуговым отверстием в $2^0/0$ (длина 1,26 см) или в $3^0/0$ (длина 1,89 см).

Источник ошибок

При любом петроструктурном исследовании на Федоровском столике, существуют три главных источника ошибок: 1) измерение производится на слишком малом количестве зерен, чтобы можно было получить среднюю ориентировку; 2) для измерений произвольно выбираются некоторые зерна, в то время как другими, равнозначными, мы пренебрегаем; 3) неправильно подчеркивается значение концентрации точек на диаграммах в тех случаях, когда мы не имеем достаточно четко выраженной ориентировки. Другие ошибки, происходящие при отсчетах и нанесении углов, имеют второстепенное значение, так как при точной работе они не превышают нескольких градусов.

Ошибки 1 можно избежать, если образец будет достаточно велик, чтобы из него можно было сделать серию по возможности параллельных разрезов. Необходимое количество измерений можно определить только из опыта; частью оно определяется характером поставленной задачи. Если нанесение сделано на нескольких листах, причем в каждом содержится часть общих данных (метод диаграмм элементов), то можно проследить рисунок ориентировки и таким образом избежать непроизводительной работы. Ошибка 2 происходит вследствие невольного стремления пропускать зерна в положении затемнения и пренебрегать мелкими зернами. Конечно, полностью избежать этого совершенно невозможно, но при известном опыте исследователя эта ошибка не будет слишком существенной. От ошибки 3 можно освободиться,

повторяя измерения и пользуясь другими разрезами или же прибегая к механическим методам подсчета, которые недавно предложили Винчелл [137] и Крумбейн [68]. Механические методы, находящие математическое обоснование во всяком статистическом анализе, еще не применялись сколько-нибудь широко при структурно-петрографических исследованиях. Обычно в тех случаях, когда концентрация точек недостаточна для определенных выводов, оказывается возможным повторить измерения на другом материале и таким образом подтвердить или отвергнуть значение данного максимума. Массовые измерения кажутся существенным делом, в частности при региональных структурно-петрографических исследованиях. Таким образом, нет большой необходимости в математическом анализе окончательного получаемых концентраций. Больше того, применяемый обычно метод имеет дело только с отдельными концентрациями, вследствие чего по большей части нет надобности рассматривать структурно-петрографические диаграммы, характеризующиеся сложными концентрациями точек¹.

Проекция данных рентгеновского анализа

В противоположность оптическим структурным диаграммам, рентгенограммы пород для их интерпретации не нуждаются в построениях, подобных проведению контурных линий. Даже при грубом, элементарном знакомстве с процессом исследования рентгеновскими лучами и соответствующей аппаратурой можно оценить симметрию фотограмм (например, изображенные на рис. 16 и 18) из просмотра и сделать количественное сопоставление (стр. 111), которое для многих целей окажется весьма полезным. Детали хода экспериментов уже описывались (стр. 226); ниже мы даем краткие пояснения по поводу самих фотограмм.

Кольцо и центральная вертикальная полоса (образованная из серии кольцевых секторов), которая видна на рис. 16, 17 и 18, представляет скопление бесчисленных пятен отражений от плоскостей кристаллической решетки, настолько тесно группирующихся, что их индивидуальность теряется. Степень скученности их зависит от соотношения диаметра диафрагмы с величиной зерен в исследуемом образце; в приведенном примере порода представляет тонкозернистый глинистый сланец, и незначительные размеры зерен по сравне-

¹ По Крумбейну [68] будет разработан метод анализа моментов, при котором находят центры тяжести азимутов или падения для группы точек, среднее рассеяние точек от центра тяжести соответствующих групп (стандартное отклонение) и степень симметрии точек относительно центра тяжести.

нию с апертурой диаграммы обуславливают четкость колец и полос. Рис. 112 представляет пример, когда в коллиматор попадает недостаточное количество зерен, чтобы дать цельные кольца; здесь отдельные отражения представляются разобщенными пятнами внутри колец. Еще более грубозернистые агрегаты характеризуются фотограммами, на которых трудно даже установить тождественность колец. Как мы указываем на стр. 230, при исследованиях таких грубозернистых агрегатов во многих случаях можно избежать пятнистых фотограмм, если пользоваться специальной камерой.

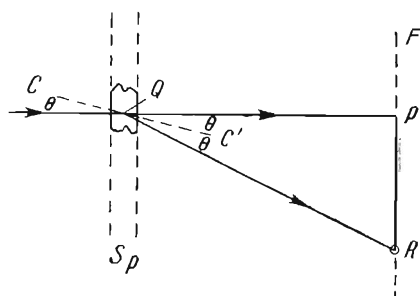


Рис. 178. Диаграмма, показывающая путь пучка рентгеновских лучей, отраженного под углом Q от плоскости CC' кристаллической решетки. Q — кристалл кварца, в котором заключена плоскость CC' ; S_p — тонкая пластинка сланца, содержащего кварцевое зерно; P — проекция направления пучка на пленку F . R — проекция отраженного луча на пленку.

Кольца, обнаруживающие одинаковые концентрации отражений во всех точках, указывают на отсутствие резко выраженной ориентировки тех плоскостей решетки, которыми они вызываются (см. рис. 18); симметричное неравномерное распределение пятен, напротив, указывает на определенную ориентировку плоскостей. Отражение происходит согласно уравнению Вульфа-Брегга: $\lambda = 2d \cdot \sin \theta$, где λ — длина волны применяющихся многохроматических лучей, d — расстояние

между плоскостями кристаллической решетки с одинаковыми индексами, а θ — угол между каким-нибудь пучком рентгеновских лучей и плоскостью решетки, вызывающей отражение. Эти основные соотношения иллюстрирует рис. 178 для случая кварцевого зерна в образце тонкозернистого глинистого сланца, помещенном в пучок излучения меди ($\lambda = 1,536$). Отражение от плоскости кристалла R на пленке отстоит на 3,5 см от проекции P данного пучка при расстоянии пленки от кристалла в 70 см. Следовательно, угол $PQR = 26^\circ 40'$. Плоскость решетки параллельна биссектрисе этого угла, так что $\theta = 13^\circ 20'$. Пространство между соседними плоскостями, параллельными CC' , теперь можно определить из уравнения Брегга: $d = \frac{\lambda}{2 \sin \theta}$. Оно оказывается равным 3,332. Зная размеры элементарной ячейки в кристаллах кварца ($c = 5,39 \text{ \AA}$, $a = 4,90 \text{ \AA}$) и углы между главными плос-

костями кристаллической решетки с одинаковыми индексами, а θ — угол между каким-нибудь пучком рентгеновских лучей и плоскостью решетки, вызывающей отражение. Эти основные соотношения иллюстрирует рис. 178 для случая кварцевого зерна в образце тонкозернистого глинистого сланца, помещенном в пучок излучения меди ($\lambda = 1,536$). Отражение от плоскости кристалла R на пленке отстоит на 3,5 см от проекции P данного пучка при расстоянии пленки от кристалла в 70 см. Следовательно, угол $PQR = 26^\circ 40'$. Плоскость решетки параллельна биссектрисе этого угла, так что $\theta = 13^\circ 20'$. Пространство между соседними плоскостями, параллельными CC' , теперь можно определить из уравнения Брегга: $d = \frac{\lambda}{2 \sin \theta}$. Оно оказывается равным 3,332. Зная размеры элементарной ячейки в кристаллах кварца ($c = 5,39 \text{ \AA}$, $a = 4,90 \text{ \AA}$) и углы между главными плос-

костями кристаллической решетки (таблица 5), можно определить CC'' как элемент (грань) ромбоэдра $(10\bar{1}1)$. Если бы зерна кварца в испытуемом образце глинистого сланца не были ориентированными, пятна отражений, подобные R, будут выполнять непрерывное кольцо вокруг P с радиусом 3,5 см с тем, однако, ограничением, что могут давать отражение только те плоскости $(10\bar{1}1)$, которые наклонены под углом $13^{\circ}20'$ к направлению падающего пучка лучей. Плоскости другой ориентировки будут иметь другие значения θ , и, следовательно, дадут отражения, которые будут укладываться в кольцо другого радиуса, чем отвечающий $(10\bar{1}1)$. Если кристаллы ориентированы, отражения будут концентрироваться в определенных секторах колец, также подчиняясь условиям уравнения Брэгга.

Определения индексов граней для колец в структурно-петрографических фотограммах не являются необходимыми для интерпретации фотограмм, и предыдущий пример приведен нами специально для того, чтобы показать, что в этом отношении должны соблюдаться те же принципы, какие применяются для порошковых рентгенограмм (дебаевских).

Для нас более существенным является определить, хотя бы приблизительно, какой именно минерал вызывает отражение. Это легче всего сделать путем сравнения с эталонной фотограммой спрессованного порошка минералов, подвергающихся исследованию, как это было сделано при исследовании легестенских сланцев (рис. 16, 17, 18) в отношении кварца и слюды. Если минералов несколько, включают диафрагму с меньшей апертурой, чем обычно применяющаяся при этих работах, с отверстием в 2 мм, для того чтобы избежать возможности ошибок вследствие перекрытия колец. В примере легестенских сланцев очень резкие кольца на всех фотограммах давались гранью $(10\bar{1}1)$ неориентированного кварца; центральные вертикальные зоны на рис. 16 и 17 получились благодаря совершенной ориентировке слюды (различные плоскости зоны $[010]$), а менее четкие вертикальные полосы—по одной с каждой стороны кварцевого кольца $(10\bar{1}1)$ —связаны с отражениями от зоны $[001]$ в слюде. В случае нормальных глинистых сланцев других данных для тех интерпретаций, которые давались выше (стр. 110), и не требуется.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Adams and Nicholson, *On an experimental investigation*, etc., Royal Society, London, Phil. Trans. ser. A 195, 381, 1901
2. Ampferer O., *Totfaltung*, etc., Sitz. der Akad. zu Wien. Abt. I, 147, 35, 1938
3. Andreatta C., *Analisi strutturale*, etc., I, Per. Miner. 3, 3, 1932
4. Andreatta C., *Analisi strutturale*, etc., II, Per. Miner. 4, 1, 1933
5. Andreatta C., *Analisi strutturale*, etc., VII, Per. Miner. 9, 3, 1938
6. Andreatta C., *La formazione di Val d' Ultimo*, etc., Mem. Museo Storia Nat. della Venezia Tridentina, vol. III, fasc. 2, 1935
7. Arshinov V. V., *Glass hemispheres*, etc., (Russian), Trans. Inst. Econ. Miner. 65, 1934
8. Backlund H. G., from Holmes, *Nomenclature of Petrology*, Murby, London, 1928
9. Bain G. W., *Flowage folding*, Amer. Journ. Sci. 22, 503, 1931
10. Bain G. W., *Lumar*, etc., Mining and Met., June, 1936
- 10a. Bain G. W., *Measuring grain boundaries in crystalline rocks*, Journ. Geol. 49, 199, 1941
11. Balk Robert, *Structural Behavior of Igneous Rocks*, Geol. Soc. Amer. Mem. 5, 1937
12. Bauer M., *Ueber einige physikalische Verhältnisse des Glimmers*, etc., Zt. deut. geol. Gesell. 26, 137, 1874
13. Becke F., *Struktur und Kluftung*, Fort. Miner. 9, 196, 1924
14. Becker G. F., *Geology of the Comstock Lode*, U. S. Geol. Surv. Monog. III, 1882
15. Becker G. F., *Finite homogeneous strain*, etc., Geol. Soc. Amer. Bull. 4, 13, 1893
16. Becker G. F., *Slaty cleavage*, etc., Amer. Journ. Sci. 24, 1, 1907
17. Bell J. F., *Festigkeit und Gefügeregel*, etc., Neues Jahrb., BB. 71, A, 193, 1936
18. Billings and Sharp, *Petrofabric study of fossiliferous schist*, etc., Amer. Journ. Sci. 34, 277, 1937
19. Boehm A., *Ueber Gesteine des Wechsels*, etc., Miner. Pet. Mitt. 5, 204, 1883
20. Boeker R., *Die Mechanik der bleibenden Formänderung*, etc., Mitt. Ver. deut. Ing. 118, 1912
21. Bridgman P. W., *Shearing Phenomena*, etc., Journ. Geol. 44, 653, 1936
22. Brilliantow and Obreimow, *Twinning in Halite*, etc., Sow. Phys. 6, 587, 1934
23. Buerger M. J., *Translation-gliding in crystals*, Amer. Miner. 15, 1, 1930
24. Chapman C. A. and Chapman R. W., *A rapid method for structural measurements*, etc., Amer. Journ. Sci. 237, 781, 1939
- 24a. Clar E., *Die Gefügeregelung eines Bändermagnesits*, Jahr. geol. Bundesanstalt, Wien, 81, H3, 1931
- 24b. Clar E., *Gefügestatistisches zur Metasomatose*, Miner. Pet. Mitt. 43, 43, 1932
25. Cloos E., *Interpretation of crystalline rocks of Maryland*, Geol. Surv. Maryland 13, 1937

- 25a. Cloos E. and Hietanen A., *Geology of the „Martic Overthrust“*, etc., Geol. Soc. Am. Paper No. 35, 1941
26. Cloos H. and Martin H., *Der Gang einer Falte*, Fort. Geol. **11**, 74, 1932
27. Closs H., *Quarzgefügestudien im ostlichen Graubunden*, Miner. Pet. Mitt. **46**, 342, 403, 1935
- 28a. Cooke H. C., *A metamorphic origin of selenite*, Amer. Journ. Sci. **239**, 658, 1941
28. Cross, Iddings, Prisson and Washington, *A quantitative classification*, etc., Journ. Geol. **10**, 555, 1902
29. Daly R. A., *Golden to Kamloops, B. C.*, Can. Geol. Surv. Mem. **68**, 1915
30. Drescher F. K., *Ein grosses Universal-Drehinstrument*, etc., Centr. Miner. A, 167, 1932
31. Flam C. F., *Distortion of Metal Crystals*, Oxford Univ. Press, 1935
32. Eskola P. (with Barth and Correns), *Die Entstehung der Gesteine*, Springer, Berlin, 1939
33. Fairbairn H. W., *Petrofabric Analysis of Gypsum*, Zeit. Krist. **92**, 321, 1935
- 33a. Fairbairn H. W., *Petrofabric applications*, etc., Can. Min. Journ., July 1935
34. Fairbairn H. W., *Notes on the mechanics of rock foliation*, Journ. Geol. **43**, 591, 1935
35. Fairbairn H. W., *Elongation in deformed rocks*, Journ. Geol. **44**, 670, 1936
- 35a. Fairbairn H. W., *Structural Petrology*, Queen's Univ., Kingston, 1937
36. Fairbairn H. W., *Correlation of quartz deformation*, etc., Amer. Miner. **24**, 351, 1939
37. Fairbairn H. W., *Hypotheses of quartz orientation*, etc., Geol. Soc. Amer. Bull. **50**, 1475, 1939
38. Fairbairn H. W., *Deformation lamellae in quartz*, etc., Geol. Soc. Amer. Bull. **52**, 1265, 1941
39. Fairbairn H. W. and Hawkes, *Dolomite orientation in deformed rocks*, Amer. Journ. Sci. **239**, 617, 1941
40. Felkel E., *Gefügestudien an Kalktektoniten*, Jahrb.geol. Bundesants. Wien, **79**, 1929
41. Germain A., *Traite des Projections*, etc., Bertrand, Paris, 1866
42. Gilluly J., *Mineral orientation of the Shuswap terrane*, Amer. Journ. Sci. **28**, 182, 1934
- 42a. Göler and Sachs, *Walz- und Rekrystallisationstextur*, etc., Zeit. Physik **41**, 882, 1927
- 42b. Goranson R. W., *„Flow“ in stressed solids*, etc., Geol. Soc. Amer. Bull. **51**, 1023, 1940
43. Gough H. J., *Crystalline structure in relation to failure*, Proc. Amer. Soc. Testing Mater. **33**, 3, 1933
44. Griggs David, *Strain ellipsoid*, etc., Amer. Journ. Sci. **30**, 121, 1935
45. Griggs David, *Deformation of rocks*, etc., Journ. Geol. **44**, 541, 1936
46. Griggs David, *Deformation of single calcite crystals* Amer. Miner. **23**, 28, 1938
47. Griggs and Bell, *Experiments bearing on the orientation of quartz*, Geol. Soc. Amer. Bull. **49**, 1723, 1938
48. Griggs David, *Creep of rocks*, Journ. Geol. **47**, 225, 1939
49. Griggs David, *Experimental flow of rocks*, etc., Geol. Soc. Amer. Bull. **51**, 1001, 1940
50. Haff J. C., *Petrofabric diagrams*, Amer. Miner. **23**, 543, 1938
51. Haff J. C., *Use of the Wulff net*, etc., Amer. Miner. **25**, 689, 1940
52. Heim A., *Mechanismus der Gebirgsbildung*, Bd. 11, 1878
53. Heim A., *Handbuch der Gletscherkunde*, p. 330, Stuttgart, 1885
54. Hietanen Anna, *Petrology of Finnish quartzites*, Bull. Geol. Comm, Finlande Nr. 122, 1938

- 54a. Holler K., *Ueber die Abhängigkeit der technologischen Gesteinseigenschaften*, etc., Zeit. deut. geol. Gesell. **87**, 447, 1935
55. Holmquist P. J., *Zur Morphologie der Gesteinsquarze*, Geol. Foren. Stockholm Forh. **48** 410, 1926
56. Ho T. L., *Determination of plagioclase*, etc., Amer. Miner. **20**, 790, 1935
57. Hungerer E., *Ein Belegstück zur Elastizitätstheorie der Faltung*, Zent. Miner. p. 105, 1922
58. Ingerson Earl, *Polymetamorphic tectonite*, etc., Amer. Journ. Sci. **31**, 161, 1936
59. Ingerson Earl, *Accurate orientation of thin sections*, Amer. Miner. **22**, 760, 1937
60. Ingerson, Earl, *Albite trends*, etc., Amer. Journ. Sci. **35** A, 127, 1938
61. Ingerson Earl, *Fabric criteria for ripple mark*, etc., Geol. Soc. Amer. Bull. **51**, 557, 1940
- 61a. Ingerson Earl, *Apparatus for direct measurement of linear structures*, Geol. Soc. Am. (Abst.) Dec. 1941
62. Joffe A., *The physics of crystals*, McGraw-Hill, New York, 1928
63. Johnsen A., *Biegungen und Translationen*, Neues Jahrb. **11**, p. 139, 1902
- 63a. Keith M. L., *Selective staining*, etc., Amer. Miner. **24**, 561, 1939
- 63b. Knopf Adolph, *Petrology*, Geol. Soc. Amer., 50th Anniversary vol. 1941, p. 353
64. Knopf E. B. *Petrotectonics*, Amer. Journ. Sci. **25**, 433, 1933
65. Knopf E. B. and Ingerson, *Structural Petrology*, Geol. Soc. Amer. Mem. **6**, 1938
- 65a. Koenigsberger and Morath, *Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik*, Zeit. deut. geol. Gesell. **65**, 65, 1913
66. Koenigsberger J. G., *Das experimentelle Studium des Faltungsvorgange*, etc., Naturwiss. Jg. **12**, H28, 568, 1924
67. Korn Doris, *Ein deformiertes Gefüge*, etc., Neues Jahrb. BB. **66**, A, 433, 1933
- 67a. Korn Doris, *Zur Lagebestimmung opaker Erze*, etc., Neues Jahrb. BB **67**, A, 428, 1933
68. Krumbein W. C., *Preferred orientation of pebbles*, Journ. Geol. **47**, 673, 1939
69. Lamcke K., *Gefügeanalytische Untersuchungen am Anhydrit*, Schriften Miner. Inst. Univ. Kiel, H4, 1936
70. Larsen and Bridgman, *Shearing experiments*, etc., Amer. Journ. Sci. **36**, 81, 1938
71. Lehmann J., *Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine* (Atlas), M. Hochgürtel Bonn, 1884
72. Leith Andrew, *The strain ellipsoid*, Amer. Journ. Sci. **33**, 360, 1937
73. Leith C. K., *Rock Cleavage*, U. S. Geol. Surv. Bull. **239**, 1905
74. Leith C. K., *Structural Geology*, Henry Holt, New York, 1923
75. Leonhardt J., *Gefüge und Umformung von Salzmassen*, etc., Kali, verwandte Salze und Erdöl. Heft 9—11, 1937
76. Loretz H., *Ueber transversale Schieferung*, etc., Jahrb. preuss. geol. Landesanstalt, p. 258, 1882
77. Lovering T. S., *Report of committee on structural petrology*, Nat. Res. Council, Div. Geol. and Geog., p. 6, 1937
78. Mead W. J., *The geologic role of dilatancy*, Journ. Geol. **33**, 685, 1925.
79. Mead W. J. *Folding, rock flowage, and foliate structures*, Journ. Geol. **48**, 1007, 1940
80. Moore, Betty, and Dollins, *Creep and fracture of lead*, Univ. Ill. Eng. Sta. Bull. **272**, vol. 32, 1935
81. Mügge O., *Ueber die Plasticität der Eiskristalle*, Neues Jahrb. **11**, 211, 1895
82. Mügge O., *Der Quarzporphyr der Bruchhauser-Steine*, etc., Neues Jahrb. BB, **10**, 757, 1896
83. Mügge O., *Ueber Translationen*, etc., Neues Jahrb. **1**, 71, 1898
84. Mügge O., *Scheinbar deformierte Kristalle*, etc., Zeit. Krist. **59**, 367, 1923—24

85. Müller L., *Untersuchungen über statistische Kluftmessung*, Geol. und Bauwesen, Jahrg., 5, H4, p. 185, 1933
86. McConnell J. C., *On the plasticity of an ice crystal*, Proc. Roy. Soc. Lond., 48, 259, 1890, and 49, 323, 1891
87. Nadai A., *Plasticity*, McGraw-Hill, New York, 1931
- 87a. Naumann C. F., *Ueber den linearen Parallelismus mancher Felsarten*, Neues Jahrb. f. Miner., p. 383, 1833
88. Nettleton L. L., *Fluid mechanics of salt domes*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 18, 1175, 1934
89. Nevin C. M., *Structural Geology*, John Willey, New York, 1935
- 89a. Osborn E. F., *Val Verde tonalite*, Geol. Soc. Amer. Bull., 50, 921, 1939
90. Osborne and Lowther, *Petrotectonics at Shawinigan Falls, Quebec*, Geol. Soc. Amer. Bull., 47, 1343, 1936
91. Phillips F. C., *A fabric study of the Moine schists, etc.*, Quart. Journ. Geol. Soc. Lond., 93, 581, 1937
92. Phillips F. C., *Mineral Orientation in olivine-rich rocks*, Geol. Mag., 75, 130, 1938
- 92a. Quirke and Lacey, *Deep-zone dome and basin structures*, Journ. Geol., 49, 589, 1941
93. Riecke E., *Ueber das Gleichgewicht, etc.*, Ann. Physik., 54, 731, 1895
94. Rinne and Boeke, *Ueber Thermometamorphose, etc.*, Miner. Pet. Mitt., 27, 395, 1908
- 94a. Rodgers John, *Distinction between calcite and dolomite, etc.*, Amer. Journ. Sci., 238, 788, 1940
95. Rowland R. A., *Petrotectonic analysis of cleavage, etc.*, Journ. Geol., 47, 449, 1939
96. Rüger L., *Ueber einen Granulit, etc.*, Sitz. Heidel. Akad. Wiss., Math. naturwiss. Kl. und Abhand., 1930
97. Rüger L., *Gefügekundliche Untersuchungen, etc.*, Neues Jahrb., BB., 66, A, 275, 1933
98. Russell G. A., *Crystal growth and solution, etc.*, Amer. Miner., 20, 733, 1935
99. Sahama Th. G., *Zur Regelung der Gesteine von Liverpool-Land, etc.*, Komm. Viden. Under. Grönland, 95, Nr. 6, 1935
100. Sahama Th. G., *Die Regelung von Quarz und Glimmer, etc.*, Bull. Comm. Geol. Finland, Nr. 113, 1936
101. Sander and Pernt, *Zur petrographisch-tektonischen Analyse I*, Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, 73, 183, 1923
102. Sander and Schmidegg, *Zur petrographisch-tektonischen Analyse III*, Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, 76, 323, 1926
103. Sander, Felkel and Drescher, *Festigkeit und Gefügeregel, etc.*, Neues Jahrb. BB., 49, A, 1, 1929
104. Sander and Sachs, *Zur röntgenoptischen Gefügeanalyse, etc.*, Zeit. Krist., 75, 550, 1930
105. Sander Bruno, *Gefügekunde der Gesteine*, Springer, Vienna, 1930
106. Sander Bruno, *Fortschritte der Gefügekunde, etc.*, Fort. Miner. Krist. Pet., 18, 111, 1934
107. Sander Bruno, *Typisierung von deformierten Tonschiefern, etc.*, Zeit. Krist., 89, 97, 1934
108. Sander Bruno, *Gefügekunde und ihre Anwendungen*, Zeit. angew. Miner., 1, 20, 1939
109. Schmidt and Boas, *Kristallplastizität*, Springer, Berlin, 1935
110. Schmidegg Oscar, *Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen*, Verh. geol. Bundesanst. Wien, Heft 6/7, 1933
111. Schmidegg Oscar, *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau, etc.*, Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, 86, 115, 1936

112. Schmidegg Oscar, *Der Triaszug von Kalkstein*, Osttirol, Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, 87, 111, 1937
- 112a. Schmidt Walter, *Bewegungsspuren in Porphyroblasten*, etc. Sitz. Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. Abt., 1, 126, H6 7, 1918
113. Schmidt Walter, *Gefügestatistik*, Miner. Pet. Mitt., 38, 392, 1925
114. Schmidt Walter, *Gefügesymmetrie und Tektonik*, Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, 76, 407, 1926
115. Schmidt Walter, *Untersuchungen über die Regelung des Quarzgefüges*, etc., Fort. Miner. Krist. Pet., 11, 29, 1927
116. Schmidt Walter, *Zur Regelung zweiachsiger Mineralen*, etc., Neues Jahrb. BB., 57, A, 203, 1928
117. Schmidt Walter, *Tektonik und Verformungslehre*. Gebrueder Borntraeger, Berlin, 1932
118. Schmidt Walter, *Festigkeit und Verfestigung von Steinsalz*, Zeit. angew. Miner., 1, 1, 1937
119. Schmidt and Lindley, *Scherung*, Miner. Pet. Mitt., 50, 1, 1939
120. Seng Hermann, *Die Gefügeeigenschaften von Granuliten*, Miner. Pet. Mitt., 41, 453, 1931
121. Seng Hermann, *Die Migmatitfrage*, etc., Geol. Rund., 27, 471, 1936
122. Seng Hermann. *Für das Riecksche Prinzip*, Neues Jahrb. BB., 73, A, 239, 1937
123. Smolochowski M., *Ueber ein gewisses Stabilitätsproblem der Elastizitätslehre*, etc., Bull. Cracow Acad. Sci., Math.-Nat. Sci. cl., 6, 3, 1909
124. Sonder R. A. *Ueber Spannungsverteilung*, etc., Schweiz. Miner. Pet. Mitt., 13, 471, 1933
125. Swanson C. O., *Notes on Stress, strain, and joints*, Journ. Geol., 35, 193, 1927
- 125a. Swanson C. O., *Flow cleavage in folded beds*, Geol. Soc. Amer. Bull., 52, 1245, 1941
126. Tammann-Mehl, *States of Aggregation*, Van Nostrand, 1926
127. Tammann and Dreyer, *Rekrystallisation leicht schmelzender Stoffe*, etc., Zeit. anorg. allgem. Chemie, 182, 289, 1929
- 127a. Taylor G. I., *The mechanism of plastic deformation of crystals*, Proc. Roy. Soc. Lond., 145, ser. 326, 388, 1934
128. Tromp S. W., *On the mechanism of the geological undulation phenomena*, etc., Sijthoff Leiden, 1937
- 128a. Tsuboi S., *Method of determining quartz orientation*, Jap. Journ. Geol., 14, 185, 1937
129. Turner F. J., *The metamorphic and intrusive rocks of southern Westland*, Trans. New Zeal. Inst., 63, 178, 237, 1933
130. Turner F. J., *Interpretation of schistosity*, etc., Trans. Roy. Soc. New Zeal., 66, 201, 1936
- 130a. Turner F. J., *Petrofabric analysis without the universal stage*, etc., Trans. Roy. Soc. New Zeal., 70, 140, 1940
131. Turner F. J., *Schists of eastern Otago, New Zealand*, Amer. Journ. Sci., 238, 73, 153, 1940
- 131a. Urban K., *Gefügeanalytische Untersuchungen*, etc., Neues Jahrb. BB., 68, A, 1, 1934
132. Van Hise C. R., *Deformation of rocks*, Journ. Geol., 4, 195, 312, 449, 593, 1896
133. Veit K., *Künstliche Schiebungen und Translationen in Mineralen*, Neues Jahrb. BB., 45, A, 128, 1922
134. Vernadsky V. I., *Gliding phenomena*, etc., (Russian), Mem. Imp. Univ. Moscow, Nat. Hist. sec., 13, 1897
- 134a. Wassermann G., *Texturen metallischer Werkstoffe*, Springer, Berlin, 1939
135. Wenk Ed., *Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud*. Geol. Inst. Upsalä, Bull., 26, 53, 1936

136. Wenk Ed., *Kritik um Umdeutung*, etc., Schweiz. Miner. Pet. Mitt., **16**, 183, 1936
- 136a. Williams and Homerberg, *Principles of Metallography*, 4th ed. McGraw-Hill, 1933
137. Winchell H., *New method of interpretation*, etc., Amer. Miner., **22**, 15, 1937
138. Wright and Hostetter, *Thermodynamic reversibility*, etc., Journ. Wash. Acad. Sci., **7**, 405, 1917
139. Zinserling and Shubnikow, *On the plasticity of quartz*, Trans. Lomon. Inst Leningrad. **3**, 67, 1933
140. Zyndel. F., *Ueber Quarzwillinge*, etc., Zeit. Krist., **53**, 15, 1914.

ИМЕННОЙ И ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авгит 89, 91
 Адамс 79, 91
 Альбит 40
 Альпы Восточные 196
 — Сильверетта 197
 — Швейцарские 196
 Амперер 159
 Анализ петроструктурный 14
 — рентгеновский 61
 — статистический 211
 — трещины (см. Трещины)
 Ангидрит 37, 40, 41, 89, 95, 146
 Андреатта 22, 23, 40

 Баклувд 15
 Бёкер 91
 Бекке 149, 189, 194
 Беккер 94, 154, 162, 185, 189
 Бемовская пластинка (см. Пластинки кварца)
 Берек 216
 Биллингс и Шарп 45, 142
 Боковое давление (стресс) 162
 Болк 13
 Брильянтов и Обреимов 88
 Бронза β (β -латунь) 127
 Бронзит 91
 Бэйн 44, 146, 155, 160, 201
 Бэлл И. Ф. 78, 80, 81, 119, 129, 203
 Бюргер М. Д. 70, 71, 89
b-ось (см. Оси)
b-пояс (см. Пояса кварца)
b-трещины (см. Трещины)

 Ван-Хайз 149, 189, 194
 Вассерман 95
 Векториальное свойство (см. Свойства)
 — строение (см. Строение)
 Венк 197
 Виллемит 42
 Винчелл 251
 Виртуальная поверхность 17
 Включения метакристаллов 51
 Вращение зерен 111, 184, 187
 — Вращение метакристаллов 143
 — осей деформаций 120
 — осей зерен 123
 Вторичный тектонит (см. Тектониты)
 Высокотемпературный кварц (см. Кварц)
 Вязкое течение 135

 Гейм 94, 188, 189
 Геометрический эллипсоид (см. Эллипсоиды)
 Гипотеза деформации 177, 178, 186
 — дробления 114
 — напряжения Беккера 170
 — — Шмидта 170
 — разрывов 125, 150
 — стресса 174, 178, 185
 — — Треска 174, 175
 — трансляции 124
 — трещин 139
 Гипс 37, 89, 98
 Горансон 150
 Горячая обработка 72
 Гоф 175, 179
 Григгс 67—97, 114—119, 129, 147, 177

 Дактилоскопический метод 199
 Движение интергранулярное 63, 86
 — интрагранулярное — 63
 — региональное 196
 — составных частей 15, 187
 Двойник деформации 35, 147
 — скольжения 63, 69, 107
 — трансляции 124
 Двойникование в металлах 82, 83
 Дели 150
 Демаре Макс 42
 Деформация алюминия 82, 84, 95
 — без вращения 188
 — гальки в конгломерате 141
 — д-усная 166
 — каменной соли 97, 135
 — магния 83
 — мгновенная 75
 — меди 86

- Деформация металлов 83
 — обратимая (упругая) 63, 66, 67, 74, 140, 169, 170, 184, 185
 — остаточная (permanent) 66, 140, 173
 — поперечная (перекрестная) 182, 186
 — свинца 86, 148
 — скалывающая 171, 172, 173, 185
 — стали 95, 165
 — трехосная 165, 167, 185
 — цинка 83
 — чугуна 165
- Деформированная окаменелость (см. Окаменелость)
- Джилюли 151
 Джонсон 109
 Добре 188
 Доломит 35, 38, 106, 132
 Дуплет 35
- Закон Гука 66
 — деформации 163
- Закс 22, 225
- Зандер 7—53, 76, 114—124, 131, 144, 162, 174, 183, 202
 Зандер, Дрешер и Фелькаль 76, 78
 Зенг 23, 123
- Зона скольжения 60
 — смятия (скалывания) 202
- Зондер 131
- Известняк 76
 Ингерсон 17, 18, 23, 61, 209
 Иоффе 87, 135, 170
- Кайзер 42
 Кальцит 31, 60, 88, 89, 90, 97, 101, 133, 147
 Каменная соль 40, 89, 95, 135, 170, 177
 Камфора 147
 Карналлит 96
 Катаклиз или разрыв 63, 75
 Кварц 20, 60, 114, 133
 Кварц высокотемпературный 131
 — низкотемпературный 131
- Кварца гипотеза трансляции 124
 — гипотезы дробления 114
 — двойники Дюфине 91, 114
 — двойники другие 124
 — жилы 55, 201
 — поверхностная энергия 150
 — пояса 60, 119, 158
 — пояса косые 121, 149, 198
 — пояса перекрещенные 121
 — пояса *ac* 119, 120, 121, 149, 199
- Кварца пояса *bc* 29, 119, 158, 184
 Келлер и Сакс 84
 Кенигсбергер 77, 169, 191, 216
 Кенигсбергер и Хунгерер 75, 86, 140
 Кианит 89, 91
 Кирк и Лэси 156, 160
 Клер 44, 151
 Кливаж в кварце 116
 — разлома 193
 — секущий 188
 — течения 192
- Клинометр Ингерсона 208
 — Мида 207
- Клоос Е. 13, 22, 33, 121, 197
 Клоос Е. и Хитенен 199
 Клоос Х. и Мартин 190
 Компас Брунтон 206
 Компенсатор Берека 216
 Корн 40, 201, 227
 Коэффициент неравномерности 214
 Крумбейн 251
 Кук 91, 147
- Ларсен и Бриджмен 89, 90
 Лед 42, 94, 147
 Лейтер 91
 Леман 189, 210
 Лемке 40
 Леонгардт 40, 95, 135
 Лизс 9, 162, 174, 189, 190, 194
 Линдлей 18
 Линейность 13—35, 50—60, 120, 140, 141, 184, 191, 206, 208, 210, 241
 Линейчатость 187
 Линия скольжения 236
 Листоватость 17, 20, 35
 Ловеринг 172, 175
 Ложль 188
 Лоретц 188, 189
 Лоузер 198
 Люмар 200
- Магнезит 151
 Метакристалл 27, 50, 51, 161, 202
 Металлы 82, 177
 Метаморфизм 10
 Метаморфизм динамический 151, 161
 — статический 150, 161
 Мид 144, 145, 192, 190
 Микроскладка 120
 Мор 162, 175
 Мрамор 60
 Мусковит 47

- Мюгге 90, 91, 96, 128, 191
 Мюлер 247
- Надаи** 174
Надвиг 198
Наклеп (холодная обработка) 71
Напластование 194
Напряжение, скалывающее 175, 176
Науманн 188
Нетлтон 135
Никольсон 92
Новая Зеландия, Отаго 198
Новообразование минералов 44, 66
Нопф Э. 9, 17, 18, 57
Нопф Э. и Ингерсон 91, 145, 194, 211, 212
- Окаменелость** 45, 46
Ориентировка 13, 17, 20
 — вследствие роста 151
 — кристаллической решетки 14, 16
 — линейно-пространственная 35, 51
 — осей 124
 — плагноклазов 134
 — пластинок доломита 48, 50
 — плоскостно-пространственная 35, 51
 — предпочтительная 13
 — тектонитов 146
- Осборн** 79, 198
Осевая плоскость сланцеватости 192
Ось деформации (см. Деформация)
 — кристаллографическая 24, 25
 — пространственная 27, 40, 54
 — строения 16, 17, 31, 40, 115
 — структурная 19, 29, 60, 115
 — тектоническая 17, 60, 61, 188, 196, 198
- Отдельность** 54, 63, 68
Отпуск или обжиг 71
- Первичный тектонит (см. Тектониты)**
Перекристаллизация 66, 145, 146, 149, 194
 — миметическая 145
 — отжига 63, 71, 86, 94, 145, 147
 — паратектоническая 42, 119
 — под нагрузкой (псевдовязкое течение) 72, 96, 119, 145—150, 151, 191, 193, 195
 — посттектоническая 42, 44, 119
 — претектоническая 42, 44
- Перит** 215
Петрология 200
 — структурная 9, 18
Плагноклаз 134
- Пластика двойниковая** 24, 50, 103, 236
 — деформации 20, 25, 124
Пластичность 169
Плоскость кристаллографическая 236
 — осевая 189, 193, 194
 — скольжения 56
 — трансляции 83, 84
Поверхность скалывания 202
 — статическая 17
Поверхность S 16—60, 124—133, 139, 144, 169, 177—180, 203, 220
Полевые шпаты 40
Пояс двойников 37
 — осей 60
 — пластинок 60
 — полюсов 60
 — спайности 30, 45, 46, 52
- Признаки вращения** 143
Принцип Рикке 73, 143
Проекция двусосных кристаллов 237
 — кристаллографических плоскостей 236
 — линейности 241
 — отдельных азимутов 241
 — одноосных кристаллов 234
 — стереографическая 231
- Пэк А. В.** 5
- Равенство Брегга** 252
Разрыв вследствие превышения предела упругости 67
 — усталости 67
Разрывы 63, 75, 170
Ринне и Буке 96, 147
Роговая обманка 40, 41, 134
Роулэнд 23
Руссель 72, 97
Рюгер 23, 123
- Сахама** 23, 197
Свенсон 162, 174, 177, 191, 192, 194
Сверхиндивид 13, 16, 123
Сверхлинейность породы 142
Свойство векториальное 190
 — кристаллографическое 190
 — скалярное 44
- Сегрегирование** 150
Селенит 90, 147
Серицит 46
Сидерит 151
Сильвин 95
Симметрия 60
Синглет 35, 37, 39
Сипоткалк 28
Складка волочения 155, 160, 161

- Складка изгибания (флексурная) 152
 — „мертвая“ 159
 — податливых участков 155
 — поперечная (седловидная) 75, 186
 — псевдоволочения 160
 — скальвания 153, 155, 157, 161, 190, 195
 — V-образная 158, 159, 161
 Складчатость 55, 152, 155, 182, 189
 Скольжение вследствие трансляции осевой 63
 — — плоскостной 63
 — кручения 63
 — трансляционное 67, 70, 193
 Сланцеватость 16—60, 140, 149, 187—216
 — кристаллизационная 149, 189, 193
 — напластования 190
 — осевая 192, 195
 — скальвания 190
 — течения (осевой плоскости) 190
 Слой неподатливый 195
 — податливый 195
 Слюда 27, 60, 110, 132
 Смолюховский 153
 Спайность 67, 193
 Степень свободы 40
 Стильномелан 31
 Строение 10, 12, 131, 143
 — возникающее в процессе отложения 12
 — обусловленное деформацией 12, 13, 137
 — — ростом зерен 12, 137
 — течением твердого вещества 15
 — характеризующееся разрывами 15
 Структура 10, 196
 — стрессовая 150
 Тамман и Дрейер 94, 147
 Текстура 10
 Тектонит 19—60, 114, 124, 134—169, 177, 192
 — первичный 18
 — вторичный 18
 Тектонит *b* 17
 — *S* 17
 Текучесть 155
 Теория упругости 163
 Тернер 151, 198, 215
 Течение 66, 193
 — обусловленное скольжением 63, 66, 82, 135
 — пластическое 169, 175
 — псевдовязкое (см. Перекристаллизация под нагрузкой)
 — упругое 63, 66, 67, 74
 Тиндаль 188
 Тироль 43, 196
 Трансляция 124, 149
 — кручения 71
 — осевая 71
 — плоскостная 71
 — скольжения 69
 Треска 162, 174
 Трещина *ac* 54, 139, 140, 141, 184, 185, 202
 — *bc* 139, 141
 — BC 54, 55, 141, 184,
 — поперечная 54, 55, 139
 — разлома 68
 — растяжения 76, 139, 140, 184
 — скальвания 76, 139, 202
 Триплет 35
 Тромп 152
 Удлинение 141, 179, 180, 182, 189
 Универсальный столик Федорова 216
 — — Бауша и Ломба 217
 — — Дречера 218
 — —, измерение одноосных кристаллов 220
 — —, измерение двуосных кристаллов 222
 — —, сравнение методов 225
 Ферберн 23—32, 35—39, 48—50, 107, 117, 121, 122, 194
 Фигура давления 90, 91
 Филлиппс 23, 188, 199
 Флюорит 40, 89
 Фон-Карман 91
 Фон-Мизес 162, 175
 Характеристика векториальная 11, 12
 — скалярная 11, 12
 Харкер 194
 Хафф 218
 Хитинен 22, 23—25, 121, 128, 130
 Хо 225, 226
 Холлер 203
 Холмквист 24
 Хоукс 35—39, 48—50, 107
 Цуб 222
 Шарп 45, 142, 188
 Швеция Центральная 201
 Шлифы полированные 212, 213
 — прозрачные 212, 214
 Шмидегг 196, 197
 Шмидт 7, 9, 23, 95, 112, 123, 124, 144, 183

- Шмидт и Боас 95
Шмидт и Бекке 51
Шмидт и Зандер 196
- Эксперименты с алебастром (см.
Гипс)
— с известняком 77
— с камфорой 94
- Элемент строения 13, 46
- Элемент изометричный 13
— линейный 13, 16
— плоскостной 13, 16
- Эллипсоид двуосный 174
— деформации 163, 166, 169, 178,
179, 182—184, 190
- Эммонс Р. С. 217
- Энергия поверхностная 150
- Эскола 130, 131

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Предисловие</i>	5
<i>Предисловие автора</i>	7

Часть I

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Глава I. Введение	9
Глава II. Ориентировка в строении, обусловленном деформациями	15
Введение	15
Ориентировка минералов в тектонитах	18
Сопоставление перекристаллизованных и не подвергшихся перекристаллизации тектонитов	42
Отношения перекристаллизованных тектонитов к тектонитам, в которых произошли минеральные новообразования	44
Соотношения ориентировки минералов с деформированными окаменелостями	45
Соотношения в ориентировке зерен различных минералов	46
Включения метакристаллов	51
Ориентировка минералов, связанная с пересекающимися трещинами	53
Ориентировка поперечных трещин	54
Отношение складчатости к ориентировке минералов	55
Тектонические оси	60
Симметричность строения тектонитов	61
Резюме	62
Глава III. Деформации, получаемые при эксперименте	64
Введение	64
Типы деформаций	66
Упругая деформация	74
Разрывы и катаклиз	75
Течение, вызванное скольжением	82
Перекристаллизация отжига	94
Псевдвязкое течение (перекристаллизация нагрузки)	96
Резюме	99

Часть II

ИСТОЛКОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Глава IV. Развитие ориентированных структур	101
Введение	101
Кальцит	101

Доломит	106
Слюда	110
Кварц	114
Гипотезы дробления	114
Гипотезы для объяснения косых, перекрещивающихся и других поясов	121
Гипотезы трансляции	124
Заключение	132
Соотношения в ориентировке кварца, кальцита, доломита и слюды	132
Плагиоклаз и роговая обманка	134
Каменная соль	135
Резюме	136
Глава V. Общие вопросы изучения тектонитов	137
Ориентировка, связанная с пересекающимися трещинами	137
Поперечные трещины	139
Признаки растяжения	141
Признаки вращения	143
Способность к расширению тектонитов	144
Перекристаллизация	145
Новообразования мипералов	151
Складки и складчатость	152
Классификация	152
Объяснение	156
Резюме	160
Глава VI. Напряжение бокового давления (стресс) и деформация	162
Введение	162
Основные теоретические положения	162
Соотношения упругой и остаточной деформаций	169
Гипотезы Беккера и Шмидта	170
Гипотезы стресса	174
Разложение скалывающих напряжений	175
Заключение	177
Примеры применения эллипсоида деформаций	179
Удлинение	179
Поперечные или перекрестные деформации	182
Трещины растяжения	184
Резюме	185
Глава VII. Значение тектонитов при полевых наблюдениях и исследованиях прикладного характера	187
Введение	187
Развитие представлений, относящихся к листоватости и линейчатости	187
Сланцеватость по осевой плоскости	192
Региональные структурно-петрографические исследования	196
Практические приложения	200
Резюме	204

Часть III

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глава VIII. Методика полевых сборов и работа со штуфами	205
Введение	205
Выбор и ориентировка материала	205
Изготовление прозрачных и полированных шлифов	210

Глава IX. Применение микроскопа и методика исследования в рентгеновских лучах	213
Применение простых неполяризационных микроскопов	213
Предварительное исследование с петрографическим микроскопом	214
Техника работы с универсальным столиком	216
Введение	216
Измерение одноосных кристаллов	220
Измерение двуосных кристаллов	222
Измерение кристаллографических плоскостей и поверхностей разлома	225
Исследования при помощи рентгеновских лучей	227
Глава X. Обработка данных	231
Проектирование оптических характеристик	231
Введение	231
Нанесение данных	234
Операция поворота проекции	242
Составление диаграмм плотностей	244
Проведение изолиний	244
Шкала подразделения на краю диаграмм	249
Источник ошибок	250
Проекция данных рентгеновского анализа	251
библиография	254
Именной и предметный указатель	260

Редактор *В. Дибров*
Технический редактор *А. Никифорова*
Корректор *Н. Булгаков*
Переплет художника *Э. Гутнова*

*

Сдано в производство 6/XI 1948 г.
Подписано к печати 13/V 1949 г.
Объем 16¼ п. л. + 10 вклеек. Уч.-изд. л. 16,8
А-03900. Формат 60×92^{1/16}. Изд. № 5/307
Цена 18 руб. Зак. 1244

≡

20-я типография треста „Полиграфкнига“
Главного Управления по делам полиграфии,
издательств и книжной торговли
при Совете Министров СССР
Москва, Ново-Алексеевская, 52



О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
19	12-я сверху	Гипс (010) [100]	Гипс (010)
	13-я сверху	Слюда (001)	Слюда (001) [100]
45	В подписи к рис. 48	в разрезе породы по E.	в разрезе породы по B.
78	Рис. 99 должен стоять на месте рис. 100 и обратно, при сохранении подписей		
81	В подписи к рис. 102	A B C D	A B B Г
81	Там же	C—ось—перпендикулярна к	B—ось—перпендикулярна к ним;
89	Табл. 4 графа K ₁		(111) ² относится к каменной соли, а не к флюориту
184	В подписи к рис. 145	A, B, C, D	A, B, C
200	1-я снизу	μ M	μ M
206	В подписи к рис. 147	Sz	SL