

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА УНИВЕРСИТЕТ
им. А. А. ЖДАНОВА

Проф. *Н. А. ЕЛИСЕЕВ*

СТРУКТУРНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАДСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
ОРДЕНА ЛЕНИНА УНИВЕРСИТЕТА
им. А. А. ЖДАНОВА
ЛЕНИНГРАД
1 9 5 3

АННОТАЦИЯ

Книга освещает все разделы структурной петрологии — структурный анализ интрузивных тел, микроструктурный анализ, структуры рудных полей и знакомит геологов с разнообразными методами структурной петрологии.

Книга является практическим руководством для широкого круга геологов, интересующихся вопросами структурной петрологии, и может служить учебным пособием для студентов геологических вузов.

Ответственный редактор

академик **А. Н. Заварицкий**

ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с достижениями, которые были получены при структурном изучении интрузивных массивов за последнюю четверть века, и в связи с возрастающим интересом к структурному анализу у советских геологов, все более и более ощутительной становится необходимость в руководстве по структурному анализу — структурной петрологии. Необходимость в руководстве стала тем более ощутительна с тех пор, как этот предмет, начиная с 1938 г., был включен в программу геолого-разведочной специальности Ленинградского горного института в качестве дополнительного курса.

До последнего времени курс структурного анализа преподавался, насколько мне известно, в двух высших учебных заведениях в Советском Союзе — в Ленинградском государственном университете им. А. А. Жданова и в Ленинградском горном институте. Впервые структурный анализ интрузивных массивов, начиная с 1928 г., читался А. А. Полкановым в Ленинградском университете, причем это был не самостоятельный курс, а отдельные главы курса полевой геологии и метаморфизма. В таком виде курс читался до 1945 г. Начиная с 1945 г., структурный анализ по предложению акад. А. А. Полканова включен в виде самостоятельного предмета в программу геологического факультета Ленинградского университета и читается автором.

Автор, начиная с 1934 г., неоднократно читал этот курс по специальным заявкам курсов по повышению квалификации инженеров и техников, для сотрудников ряда геологических учреждений в Москве, Ленинграде и Кировске.

Обычно курсы структурного анализа интрузивных массивов и микроструктурного анализа принято излагать отдельно, причем каждая из этих дисциплин рассматривается в качестве отдельной самостоятельной ветви геологических знаний. Между тем, правильнее было бы рассматривать оба эти курса как единое учение об анизотропии интрузивных массивов и различных горных пород.

Такой подход к структурному анализу интрузивных массивов и микроструктурному анализу диктуется отнюдь не единственной целью, преследующей удобство изложения учения об анизотропии интрузивных массивов и горных пород вообще, а главным образом тем, что на практике области применения структурного анализа интрузивных массивов и микроструктурного анализа нередко так тесно переплетаются между собой, что разделение единого курса на два самостоятельных носит характер временного явления. Такое разделение обычно объясняется тем, что идеи структурного анализа интрузивных массивов, с одной стороны, и идеи микроструктурного анализа — с другой, зародившиеся независимо одни от других всего

лишь менее трех десятков лет в том виде, в каком они сейчас существуют, увлекали две группы ученых во главе с основоположниками структурного анализа, и так как и те и другие идеи открыли необычайно широкие перспективы для исследований, то временно необходимости в объединении не чувствовалось, хотя число примеров, где и те и другие идеи тесно переплетаются, все возрастает. По этой причине микроструктурный анализ рассматривается как составная часть структурной петрологии.

За всякие критические замечания автор заранее выражает искреннюю признательность.

Автор

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

ОСНОВНЫЕ ИДЕИ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Замечательной особенностью интрузивных массивов, или плутонов, является анизотропия этих плутонов, выражающаяся в закономерном расположении в пространстве структурных элементов, возникающих в различные фазы эволюции плутона, в фазу течения и в следующую фазу разломов. Эта анизотропия возникает вследствие того, что между движениями индивидуального блока в земной коре и его внутренней структурой существует строго закономерная связь. Характер движения участка земной коры, в которой совершается интрузия, и также характер движений самой интрузирующей магмы определяют особенности внутренней структуры и анатомии плутонов.

Еще тоньше обнаруживается анизотропия в строении горных пород не только в плутонах, но также и в осадочных и особенно в метаморфических породах при микроскопическом изучении их при помощи микроструктурного анализа. Определенный характер движений служит причиной возникновения того или иного закономерного ориентированного узора в структуре горных пород. Если породы с ориентированным узором подвергаются последующим движениям, то возникает новая симметрия анизотропного строения—узора, т. е. новые движения заставляют по-новому ориентироваться каждое зерно в породе—происходит реориентировка внутреннего узора породы.

В соответствии с тем, что в результате движений возникает анизотропия, обнаруживаемая или при изучении текстур течения, или при изучении первичных трещин, или, наконец, при изучении микроскопического строения пород, можно поставить и обратную задачу. По следам движений, каковыми являются структурные признаки, можно восстановить характер движений, а по ним восстановить историю того или иного геологического процесса, в результате которого происходили те или иные движения. Таким образом, методика структурного и микроструктурного анализа несколько напоминает методику палеонтологических исследований,—как в палеонтологии исследователь по следам органической жизни далекого прошлого восстанавливает историю жизни того или иного класса животного мира, так и геолог, изучающий структуру, по следам движений восстанавливает историю того или иного геологического процесса. Необходимо отметить, что задача эта не всегда легко разрешима, особенно в тех случаях, когда

имеет место последовательное наложение нескольких геологических процессов.

ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Хотя структурным анализом на протяжении многих десятилетий занимались многие виднейшие геологи, в результате чего появилось много прекрасных работ, посвященных вопросам структурной геологии, тем не менее плодотворные идеи, освещенные и развитые в течение последних примерно трех десятилетий структурной петрологией, оставались или совершенно не затронутыми или недостаточно глубоко разработанными предыдущими исследователями.

В начале двадцатых годов текущего столетия профессор А. А. Полканов у нас в Советском Союзе и профессор Г. Клоос в Германии независимо один от другого—один при изучении структуры интрузивных массивов на севере СССР, другой при изучении структуры интрузий в Германии—пришли приблизительно к одним и тем же выводам, к одной и той же идее о тесной генетической связи между характером движений индивидуального блока в земной коре и его внутренней структурой. К моменту появления в свет работы Г. Клооса „О механизме глубинных вулканических явлений“ (1921), в которой излагаются принципы структурного анализа интрузивных массивов, А. А. Полканов продемонстрировал в Минералогическом обществе в Ленинграде результаты своих многолетних работ по структурному анализу. Таким образом, методику структурного анализа следует называть, по мнению автора, методикой Клооса—Полканова, а не методикой Клооса, как принято ее называть в иностранной и нашей литературе.

Методы структурного анализа интрузивных массивов получили признание не сразу. Основы методики структурного анализа подвергались критике со стороны некоторых геологов.

Как же была встречена новая методика структурного анализа широкими кругами геологов? Широкое использование новой методики служит лучшим доказательством плодотворности идей, лежащих в основе новых методов. Вначале структурный анализ встречен был восторженно и получил широкую популярность, несмотря на то, что очень многие не понимали его основной идеи и пользовались основными приемами структурного анализа чисто механически; это приводило к большой затрате времени и к ничтожным и сомнительным результатам.

Очень важное обстоятельство, послужившее причиной неверного понимания основ структурного анализа, заключается в следующем. Клоос в своих ранних работах, например в основной работе „О механизме глубинных вулканических явлений“, объясняет возникновение текстур течения и закономерной системы первичных трещин влиянием бокового внешнего давления, сопровождающего интрузию.

Под влиянием такого совершенно неверного взгляда и получило широкое распространение следующее мнение среди геологов: самое главное в структурном анализе интрузивных массивов заключается в определении направления бокового давления, сопровождающего интрузию, при помощи закономерной системы трещин отдельности.

Другое обстоятельство заключается в подмене геологических наблюдений над интрузивными массивами чисто механическим сбором измерений трещин отдельности. Г. Клоос, изучая внутреннюю структуру интрузивных тел, при обработке многочисленных наблюдений над первичными трещинами пользовался статистическим методом:

результаты статистической обработки наблюдений изображались на розах-диаграммах. Усвоив чисто механически внешние приемы структурного анализа, некоторые последователи Клооса только этим и ограничились. Нередко получались довольно курьезные случаи. Клоос, как это будет указано ниже, при своих исследованиях сначала пользовался однотипными интрузивными телами, у которых пространственное расположение трещин во всех частях интрузивного тела одинаковое и для которых имеет смысл статистическая обработка результатов наблюдений. Наудачные последователи Клооса нередко сводили всю работу по структурному анализу к механическому сбору большого числа измерений трещин и к статистической обработке таких измерений, затрачивая на это иногда не один год работы. Впоследствии же выяснялось, что затраченная работа была бесполезной, потому что исследованный интрузивный массив принадлежал к такому типу интрузивных тел, у которых расположение системы различных трещин в различных местах меняется и для которых, следовательно, статистическая обработка измерений трещин не имеет смысла.

В результате неудачного применения методики структурного анализа наступил некоторый период охлаждения к этому методу. Однако дальнейшие исследования в этом направлении обогатили структурный анализ примерами, значительно углубившими и расширившими его содержание и открывшими широкие перспективы для практического применения методики структурного анализа.

Очень важным этапом в развитии идей структурного анализа интрузивных массивов явились многочисленные исследования советских геологов, на основе которых академик А. А. Полканов опубликовал свои обобщающие работы „Основные положения генетической систематики интрузивных тел“ (1945) и „Генетическая систематика интрузий платформы-кратогена“ (1946), освободившие структурный анализ от механистических ошибок Клооса и указавшие пути для дальнейшего развития структурного анализа интрузивных массивов.

Обобщения акад. Полканова, подводящие фундамент для генетической систематики интрузивных тел, вместе с тем проводят грань между пройденным этапом, в течение которого вырабатывались и усовершенствовались методы, выискивались новые пути, и настоящим этапом, когда уже имеются хорошо разработанные основные положения генетической систематики интрузивных тел, детально разработанная методика структурного анализа, когда структурный анализ превратился в хорошо разработанный метод геологического изучения интрузий, на основе которого только и возможны постановка и разрешение разнообразных петрологических проблем, связанных с закономерностями распределения оруденения.

ПРОБЛЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ СТРУКТУРНОМ ИЗУЧЕНИИ ПЛУТОНОВ

Основной задачей структурного анализа является определение характера движений магмы и изучение истории возникновения и развития плутона на основании наблюдений над структурой и анатомией последнего.

Как показали результаты исследований, выполненных к настоящему времени, структурный анализ имеет огромное значение для дальнейшего развития геологических знаний вообще и особенно петрологии.

Изучение структуры и анатомии плутонов разрешает крупнейшие и труднейшие проблемы геологии. Структурное изучение крупнейших гранитных массивов—батолитов обнаружило, что эти батолиты представляют огромные горизонтальные плутоны незначительных вертикальных размеров.

Они имеют куполообразное строение кровли и снизу подстилаются более древними вмещающими породами. Обычно считали, что батолиты представляют собой бездонные интрузивные массивы, которые нижней расширяющейся частью соединяются с подземными магматическими очагами.

Структурный анализ показал, что батолиты соединяются с магматическими очагами при помощи небольших, по сравнению с размерами батолитов, выводных каналов. Необходимо отметить, что и до применения структурного анализа высказывались возражения против существующих представлений о батолитах,—батолиты не признавались такими геологами, как, например, Розенбуш, Иддингс, Харкер и другие, однако лишь структурный анализ мог не только доказать несостоятельность прежнего учения о батолитах, но и объяснить, что они собой представляют.

Отметим, что с проблемой батолитов тесно связано развитие учения о рудных месторождениях и минералогии. Правильное понимание глубинных зон оруденения невозможно без правильного понимания структуры и анатомии плутонов.

Структурный анализ проливает свет на механизм интрузии. В частности, структурный анализ некоторых плутонов Балтийского щита вскрыл многие замечательные особенности анатомии плутонов и механизма интрузий, оставшиеся до применения структурного анализа непонятными.

Много нового и очень важного вносит структурный анализ в представления об ассимиляции и дифференциации магмы. В частности, при помощи структурного анализа удалось доказать, какую важную роль в дифференциации магмы играют движения и каким образом протекает процесс дифференциации магмы во время движения.

Структурный анализ является ключом к пониманию чрезвычайно важного и сложного вопроса об активности магмы, т. е. ведет ли себя магма при интрузии пассивно и интрузия, таким образом, является следствием горообразовательных процессов, или же она активна и происходит в результате внутренних сил самой интрузии. Хотя этот вопрос до конца и всесторонне к настоящему моменту еще не разрешен, однако имеющиеся данные показали много примеров активности магмы и позволяют надеяться, что дальнейшее развитие структурного анализа полностью разрешит эту проблему.

Точно так же при помощи структурного анализа представляется возможным осветить вопрос о связи интрузии с движениями земной коры.

Многие петрологические проблемы могут быть разрешены только при помощи структурного анализа. К числу таких проблем относится, например, проблема генезиса анортозитов.

А. А. Полканов в работе о несимметричной дайке диабазы впервые показал, каким образом могут возникать скопления плагиоклаза (анортозиты) под влиянием движения и силы тяжести. Позднее этот вопрос был подробно освещен Р. Болком на примере адирондакских

анортозитов и А. А. Полкановым на примере волынских лабрадоритов.

Очень важное в практическом отношении учение о структурах рудных полей, в настоящее время только что зарождающееся, возможно лишь на основе структурного анализа плутонов.

Не будем останавливаться на дальнейшем перечислении различных вопросов, затрагиваемых и часто по-новому освещаемых при помощи структурного анализа. Указанные примеры достаточно ясно говорят о том, какое важное значение имеет изучение структуры и анатомии плутонов. Структурный анализ расширяет горизонты для дальнейшего развития геологических знаний; при помощи структурного анализа петрологи получают геологический фундамент для плодотворного развития петрологии.

Возникновение и дальнейшее развитие идей структурного анализа плутонов являются новым этапом в развитии геологии изверженных пород, который по своему значению может до некоторой степени сравниться с двумя предыдущими важнейшими этапами в развитии этой науки—с микроскопическим изучением горных пород, начало которого относится ко второй половине прошлого столетия, и с экспериментальным изучением горных пород, которое дало такие плодотворные результаты.

Глава II

ПЕРВИЧНЫЕ СТРУКТУРЫ ПЛУТОНОВ

Первичными структурами называют такие, которые возникают или в период течения жидких или пластических магматических масс при формировании плутона (текстуры течения горных пород), или в период или фазу разломов или расколов в уже отвердевшем плутоне—первичные трещины. Первичными такие структурные элементы называются потому, что они возникают до окончательного застывания плутона и, что самое главное, возникают под влиянием не внешних, а внутренних сил интрузии, что особенно хорошо видно на некоторых примерах структурного анализа плутонов.

Первичные структуры подразделяются на 2 группы: а) первичные текстуры течения горных пород и б) первичные трещины.

ПЕРВИЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ ТЕЧЕНИЯ

Текстуры подразделяются, в свою очередь, на линейные и полосатые или слоистые.

Линейные текстуры течения

В период формирования плутона обычно магма в течение некоторого времени находится в таком состоянии, когда одновременно сосуществуют жидкая магма и выделившиеся из магмы твердые кри-

сталлы. Такая суспензия подчиняется законам гидромеханики, согласно которым при движении суспензии твердые составные части приобретают ориентированное расположение в пространстве.

Экспериментальные данные показывают, что если жидкость со взвешенными в ней твердыми частицами протекает через цилиндрическую трубу, то при таком течении возникают напряжения (стресс), стремящиеся деформировать взвешенные тела изометрической формы в удлиненные, куб в призму, шар в эллипсоид и т. д. Длинная ось деформированных тел стремится во время движения расположиться параллельно направлению главного течения, параллельно оси трубы, т. е. параллельно направлению наибольшей силы. Если же среди взвешенных в жидкости твердых тел имеются тела удлиненной формы, то каждое из них будет стремиться повернуться так, чтобы длинная ось располагалась параллельно оси трубы.

Движение жидкости со взвешенными в ней твердыми телами подчиняется законам гидромеханики. В результате движения возникает анизотропия как в строении горных пород, слагающих плутон, так и в строении плутона в целом. В дальнейшем мы увидим, что указанный способ ориентировки отдельных кристаллов в магматической суспензии не является единственно возможным способом ориентировки. Оказывается, что в случае ламинарного (плоскостного) течения местами могут возникать и вращательные движения, заставляющие отдельные кристаллы ориентироваться в направлении, перпендикулярном главному направлению течения. Клоос приводит множество примеров плутонов, у которых в одних случаях линейное расположение минералов совпадает с направлением главного течения, в других — направление линейности перпендикулярно этому направлению.

Разные случаи ориентировки зависят от условий, в которых совершается течение. Но вне зависимости от способов ориентировки следует иметь в виду одно обстоятельство, а именно — во всех случаях линии течения указывают на направление максимального растяжения на данном участке плутона. Последнее обстоятельство имеет очень большое значение для увязки первичных трещин с текстурами течения.

Таким образом, условимся в дальнейшем параллельно-линейную первичную текстуру в магматических породах понимать так: она воспроизводит направление наибольшего растяжения (удлинения), возникшего в период формирования породы.

Линейный параллелизм удлиненных кристаллов, шлиров, ксенолитов

Параллельно-линейные текстуры характеризуются параллельным расположением игольчатых, призматических и таблитчатых кристаллов, шлиров и ксенолитов.

На схематической блок-диаграмме (рис. 1) показан пример с параллельно-линейным расположением призматических кристаллов. Ориентированная текстура видна не на всех гранях блок-диаграммы.

Параллельно-линейная текстура обычно обнаруживается в породах, содержащих игольчатые или призматические минералы, но нередко она хорошо видна и в породах с изометрически-зернистым сложением. В таких случаях линейная текстура выражается в парал-

лельно-линейном расположении гломерокристаллических скоплений (шлиров) минералов, характеризующихся ненормально повышенным

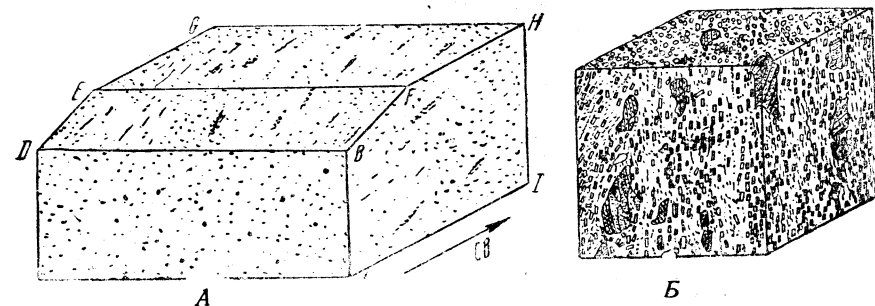


Рис. 1. Параллельно-линейная текстура.

А. Линии течения наклонены к юго-западу под углом в 20°. Б. Вкрапленники, скопления кристаллов и ксенолиты располагаются параллельно. На верхней поверхности блока порода выглядит бесструктурной (по Болку).

содержанием какого-нибудь минерала. Пример такого рода линейности изображен на блок-диаграмме (рис. 1). И в этом случае на различных сторонах блока линейная текстура выражена по-разному. Скопления

минералов, создающие линейную текстуру в породе, имеют форму лент, полос, линз и т. д. и называются ленточными, полосатыми и линзовидными шлирами. Минералы, слагающие такие шлиры, могут быть различного состава — слюда, роговая обманка, пироксен, полевые шпаты, кварц и другие.

Иногда в породе видно несколько систем шлиров, пересекающих одна другую. В таких случаях можно судить о различных по времени направлениях течения, чему примером может служить рис. 2. В гранитах благодаря наличию ленточных шлиров, состоящих, главным образом, из скоплений мелких чешуек слюды, хорошо видны следы течения. Под углом к этому направлению наблюдается пачка ленточных шлиров, возникших в более позднее время.

Как показали наблюдения, в том случае, когда в породах видны следы течения, линейно-ориентированное расположение приобретают наряду с минералами и ксенолиты вмещающих пород, которые своими

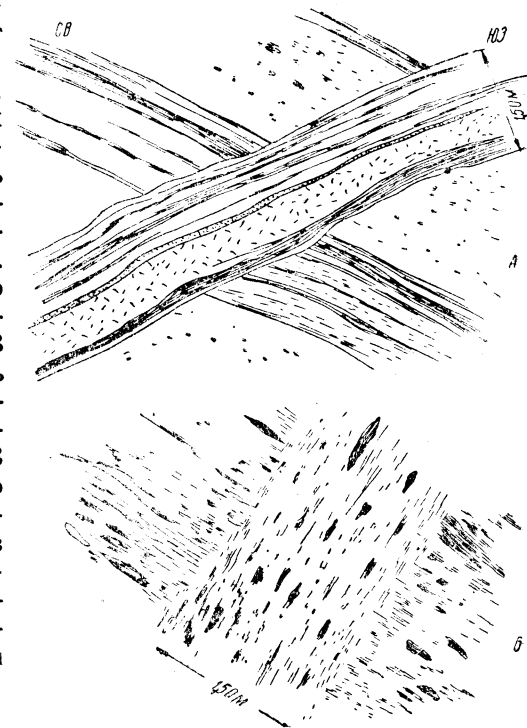


Рис. 2. Вверху жилиподобный шлир рассекает шлиры у контакта массива. Внизу две системы параллельных пачек шлиров; одна рассекает другую в виде жилы без резко выраженных контактов (по Клоосу).

длинными осями располагаются вдоль направления течения, параллельно линейности минералов, что схематически изображено на рис. 3.

На линейность в магматических породах обращали внимание различные исследователи очень давно, но очень важное значение этого текстурного элемента при изучении анатомии и структуры плутонов

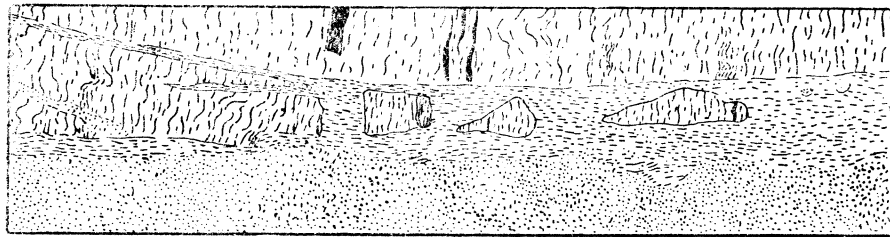


Рис. 3. Пологий верхний контакт тонкозернистого гранита (по Болку). Вертикальная стенка размерами около $9,9 \times 1,8$ м. Вмещающие породы местами были разбиты на глыбы, которые перемещались магмой параллельно контакту. Длинные оси ксенолитов горизонтальны. Граниты внизу имеют массивную текстуру.

впервые объяснил Г. Клоос, предложивший для обозначения первичной линейности термин „штрекунг“ — растяжение по аналогии со штрекунгом в гнейсах. Позднее Р. Болк предложил для этого же понятия термин „линии течения“.

Ввиду того, что термин „штрекунг“ ранее был предложен для обозначения в гнейсах, и ввиду того, что термин „линии течения“ наиболее точно передает смысл этого понятия, в дальнейшем мы будем пользоваться термином „линии течения“.

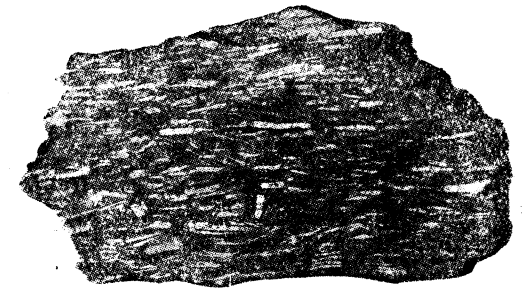
Первично-полосатые текстуры течения

Первичная полосатость выражается или в послойном чередовании пород различного состава (первично-полосатая текстура), или в плоско-параллельном расположении таблитчатых минералов (трахитоидная текстура). Первичная полосатость обозначается различными терминами. Употребляются следующие выражения: „первично-полосатая текстура“, „псевдостратификация“, „трахитоидность“, „плоско-параллельная текстура“. Плутоны с первично-полосатыми текстурами горных пород называются первично-расслоенными.

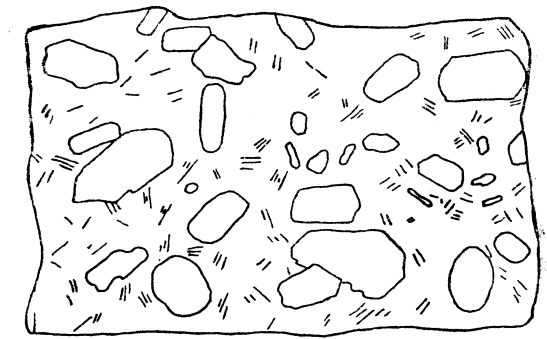
Плоско-параллельные текстуры, или трахитоидные текстуры, характеризуются плоско-параллельным расположением таблитчатых минералов, чаще всего таблиц полевых шпатов. В случаях наиболее резко выраженной трахитоидности порода приобретает гнейсовидный облик. Примером пород с резко выраженной трахитоидностью могут служить некоторые нефелиновые сиениты различных районов. На рис. 4 изображена трахитоидная текстура такой породы в разрезе, перпендикулярном трахитоидности, параллельно которой располагаются таблички К-Na полевого шпата, уплощенные параллельно (010). На поверхностях раскола, параллельных трахитоидности, ориентированного расположения таблитчатых кристаллов не заметно (рис. 4). В случаях, когда в породе присутствуют таблитчатые вкрапленники полевого шпата, трахитоидность, хотя и не так резко выраженная, все же может измеряться и проследиваться на расстоянии так же, как и резко выра-

женная трахитоидность. Вкрапленники в породе располагаются равномерно, или же образуют скопления, приуроченные, главным образом, к шлирам. В случаях, когда обогащение вкрапленниками наблюдается в линзовидных шлирах, имеющих форму тонких пластообразных тел с выклинивающимися краями, вкрапленники обнаруживают тенденцию располагаться параллельно поверхности шлиров.

Примером пород, в которых трахитоидность выражена не резко, но при внимательном наблюдении довольно отчетливо, могут служить волынские анортозиты. А. А. Полканов, изучавший анортозиты, составил по этим наблюдениям структурную карту и разрешил ряд важных вопросов, касающихся анатомии и структуры габбро-анортозитового плутона. Для наблюдений над трахитоидными текстурами, а также над параллельно-линейными и первично-полосатыми текстурами нужны некоторый опыт и наблюдательность. Неопытный наблюдатель сначала не замечает ориентированного расположения минералов, но затем быстро осваивается, и от его внимания не ускользают малейшие изменения в пространственном расположении трахитоидности, первичной полосатости, линейности. За



А



Б

Рис. 4. Трахитоидность нефелиновых сиенитов. А. Сечение, перпендикулярное трахитоидности. Б. Поверхность, параллельная трахитоидности, с крупными пластинками полевого шпата и мелкими иголками эгирина.

последнее время число первично-расслоенных плутонов все возрастает, что объясняется тем, что структурный анализ приобретает все большую известность и популярность. Плутоны, считавшиеся ранее нерасслоенными, при структурном анализе обнаруживают первичную расслоенность, примером чему может служить тот же Волынский анортозитовый плутон.

Первично-полосатые текстуры течения характеризуются послойным чередованием пород различного состава или чередованием относительно меланократовых и лейкократовых пород (слои течения). В некоторых случаях в первично-расслоенных плутонах состав пород варьирует в широких пределах. Так, например, в плутоне, описанном А. А. Полкановым и Н. А. Елисеевым (1941), различные слои первично-расслоенного плутона сложены гортонолититами, перидотитами, пироксенитами, габбро, анортозитами, сиенитами (акеритами). Мощность слоев, которые слагают первично-полосатые породы, варьирует в широких пределах от нескольких миллиметров до нескольких

десятков и сотен метров. Границы (контакты) между полосами или нерезкие, и тогда породы из двух контактирующих полос связаны постепенными переходами, или же резкие. Нередко один из контактов (висячий или лежащий) нерезкий, постепенный, а другой—резкий. Замечательной особенностью первичной полосатости являются одинаковые свойства минералов пород из различных соседних прослоев. Так, например, в породах указанного плутона пироксен в послонно чередующихся перидотитах, пироксенитах и габбро представлен титанавгитом, оливин-гортонолитом и т. д. Другая особенность заключается в согласном залегании различных прослоев—если наблюдаются изгибы одного прослоя, то и другие также изгибаются. Все это наряду с постепенными переходами, а не резкими контактами между различными прослоями заставляет отбросить предположение о одновременности происхождения различных прослоев. Полосатое строение первично-расслоенных плутонов создает внешнее сходство со слоистыми стратифицированными толщами седиментогенных пород. Вследствие такого сходства употребляется для обозначения первичной полосатости термин „псевдостратификация“. Сходство со стратифицированными комплексами осадочных пород позволяет, как увидим ниже, применять при изучении структуры плутона методы стратиграфического изучения, во многом сходные с методами стратиграфического изучения осадочных пород.

Структура первично-расслоенного псевдостратифицированного плутона наиболее хорошо и полно видна на разрезах (см. главу V).

Пространственно-геометрическое расположение первичной полосатости изучается так же тщательно, как и простираение и падение стратификации осадочных толщ. Такое изучение является одним из важнейших приемов структурного анализа интрузивных массивов.

Генезис первичной полосатости

Рассмотрение первичной полосатости будет неполным, если не коснуться вопроса о генезисе первичной полосатости. Несмотря на простоту и изящество этого геологического явления, вопрос о генезисе первичной полосатости интрузивных массивов один из очень сложных и трудных вопросов в геологии. Многие виднейшие геологи останавливали свое внимание на изучении первичных полосатых текстур и высказывали различные предположения о генезисе первичной полосатости. Обращает внимание необыкновенно большое количество различных точек зрения по этому вопросу и нередко различное истолкование первичной полосатости в одном и том же плутоне различными исследователями. Ввиду того, что вопрос о генезисе первичной полосатости представляет исключительный интерес, остановимся коротко на объяснениях различных авторов.

Столь оригинальное явление природы, как первичная полосатость в изверженных горных породах, естественно, привлекало к себе внимание многих геологов. Судя по литературным данным, на полосатость (кливаж течения) в гранитах обращал внимание еще в 1778 г. Шарпантье. Известно, что в первой половине прошлого столетия на полосатые текстуры в украинских породах обращали внимание и описывали их академики Зуев и Феофилактов.

По мнению одних авторов, причина первичной полосатости заключается в послонной инъекции.

Выжимание остаточного магматического расплава, по мнению Боуэна, может привести к перемещению отжатого расплава из скопленных фракционированных кристаллов. Выжатый остаточный расплав выполняет трещины, возникающие в застывающих кристаллических скоплениях, в результате чего и возникает первичная полосатость.

Одной из причин возникновения первичной полосатости может быть, по мнению Дэли, ассимиляция многочисленных ксенолитов магмой.

Давление кровли обусловило, по мнению В. Рамсея, возникновение полосатости, столь резко выраженной в одном лакколите.

Прогиб дна лополита вызывает подъем геозотерм, что сопровождается гравитационным фракционированием кристаллов из магмы, согласно П. Вагнеру, Боуэну и Дэли. Этот факт не разъясняет, как признают и сами авторы, причин многократного повторения незначительной мощности прослоев различного состава от анортозитов до перидотитов в Бушвельдском комплексе.

Одной из главных причин возникновения первичной полосатости являются, как указывают Граут и Дэли, конвекционные токи. В частности, в основных магмах опускание выкристаллизовавшихся кристаллов плагиоклаза и пироксена вызывает конвекционное перемещение оставшегося более легкого расплава вверх. Конвекционное перемещение вызывает охлаждение в верхних слоях и новое опускание кристаллов.

Повторное изменение давления вызвало, по мнению Уссинга, в Гренландском щелочном плутоне повторную кристаллизацию, в результате чего и возникла первичная расслоенность в породах.

Ликвация расплава, насыщенного летучими, может привести, по мнению некоторых авторов, к возникновению первичной полосатости в интрузивных породах.

Пульсирующее выделение минерализаторов может привести к ритмическому местному изменению давления, которое приводит, по мнению Вандке, к ритмической кристаллизации и возникновению полосатости.

Главнейшим фактором возникновения первичной полосатости большинство авторов считают гравитационный эффект при кристаллизации. В 1936 г. появилась работа Р. Р. Коутса, который пытается экспериментально получить полосатость в механических смесях различных минералов, погруженных в жидкости с различным удельным весом. Для получения полосатости в условиях эксперимента необходимо, по мнению Р. Р. Коутса, соблюдение следующих условий:

1. Уд. вес жидкости должен быть несколько меньше уд. веса наиболее легкого минерала.

2. Вязкость жидкости должна быть такой, чтобы более легкие кристаллы поднимались вверх, и вместе с тем достаточной для того, чтобы воспрепятствовать осаждению легких кристаллов до момента полной кристаллизации.

3. Кристаллы различных минералов должны быть примерно одинаковых размеров, иначе более мелкие кристаллы будут проскальзывать сквозь кристаллическую гущу более крупных кристаллов.

4. Уд. вес различных минералов не должен быть слишком близким.

Коутс приводит фотографические снимки первичной полосатости, полученной им в стеклянных сосудах.

Микроскопические сбросы приводят к нарушениям по спайности полевых шпатов, что в свою очередь влечет за собой возникновение кливажа течения в гранитах. Осборн высказывает мнение, что такие трещинки возникают не только в полевых шпатах, но и в кварце. Однако Бэлл, воспользовавшись для проверки этого предположения микроструктурным анализом, доказал несостоятельность утверждения Осборна. По Бэллу, система отдельности в гранитах Баварского Леса и ориентировка кливажа течения находятся в закономерной взаимной связи с параллельным расположением пластинок слюды в граните.

К возникновению первичной полосатости приводят, по мнению многих исследователей, явления течения при движении магматических расплавов. Важнейшим фактором возникновения первичной полосатости многие авторы считают движение.

Работы А. А. Полканова о несимметричной дайке диабаза и Р. Болка об адирондакских анортозитах являются прекрасными образцами структурного анализа, показавшими, что вопрос о механизме и петрогенезисе мономинеральных пород подчиняется законам гидромеханики, согласно которым происходит распределение в пространстве агрегатов твердых тел, плавающих в движущейся жидкости. В результате течения магматических масс, состоящих из расплава и выделившихся кристаллов, возникает большое разнообразие полосатых текстур.

Согласно признанию многих авторов, первичная полосатость — одно из очень трудно объяснимых явлений природы. Пытаясь объяснить причину возникновения первичной полосатости, авторы обычно указывают на несколько факторов, одновременно действующих. Следует отметить, что большинство авторов в своих рассуждениях имели в виду горизонтальную полосатость, а между тем многие из предложенных объяснений совершенно неприемлемы в случаях круто наклонной или вертикальной полосатости.

Совершенно невозможно объяснить возникновение первичной полосатости без допущения, что такая полосатость в интрузивных породах возникла в движущейся среде. Движение и перераспределение в пространстве минералов и расплава — вот главные причины возникновения первичной полосатости. Все остальные явления, отмечаемые различными авторами, могут сопутствовать явлениям течения, усложняя и иногда затушевывая их. Таким образом, первичная полосатость представляет собой геологическое явление сложное, разнообразное и трудное и по этим причинам, а также и потому, что изучение первичной полосатости дает очень важные практические результаты, она заслуживает самого тщательного и серьезного изучения.

Первичная полосатость в интрузивных породах во многом напоминает широко известную полосатость или флюидалность в породах эффузивных. Любопытно, что при объяснении причин полосатости в эффузивах считается общепринятым и не вызывает возражений такой взгляд на генезис первичной полосатости, согласно которому главная причина полосатых текстур есть движение. Вопрос о генезисе полосатости в эффузивах дискутировался Иддингсом, Фуллером, Вотерсом, Феннером, Д. С. Белянкиным и другими исследователями. По Иддингсу (1887), полосатость возникает следующим образом. Передвигающиеся горизонтально во флюидалных лавах молекулы встречаются с летучими. Флюиды распространяются горизонтально, параллельно поверхности, вдоль которой происходит излияние. Основные породы

обычно более жидки и, следовательно, более гомогенны. Разница в консистенции и в фазах кристаллизации обуславливает ламинацию (полосатость) этих пород и в свою очередь объясняется количеством летучих, поглощенных в различных слоях лавы, и влиянием минерализации.

Феннер при описании полосатых лав с Аляски, где кислые породы (рислиты) содержали полосы меланократовых пород, объясняет возникновение такой полосатости, как следствие переплавления кислыми лавами основных пород. Он подробно останавливается на вопросе о возможности такого переплавления и написал даже по этому поводу специальную статью (1937).

Следующие наблюдающиеся при изучении первично-расслоенных плутонов факты говорят за то, что первичная полосатость возникает в результате течения магмы:

1. Гармоническая сопряженность внутренней структуры первично-расслоенных комплексов пород с поверхностью контакта, что выражается в том, что первичная полосатость располагается параллельно контакту и повторяет неровности и изгибы контактной поверхности.

2. Конформность полос различного петрографического состава как в случае спокойного залегания, так и в местах изгибов полос первично-расслоенного комплекса, что выражается в строгой параллельности в расположении различных прослоев и говорит о сингенетичности этих полос.

3. Часто наблюдаемые постепенные переходы между породами различных полос в пределах одного и того же комплекса.

4. Очень часто одинаковый характер минералов для всех полос комплекса.

Необходимо отметить, что движение и гравитация главные, но не единственные факторы, регулирующие пространственное распределение минералов и расплава при формировании плутона, как это имело место и очень наглядно представлено в несимметричной дайке диабаза, очень подробно описанной А. А. Полкановым, и в анортозитах Адирондака, описанных Р. Болком. В некоторых случаях, как, например, в некоторых нефелино-сиенитовых плутонах на севере, в формировании первичной полосатости, кроме движения и гравитации, принимали участие и оказывали влияние процессы газового переноса, процессы автопневматолита и автометасоматоза. В частности, пластовые месторождения, представляющие собою не что иное, как полосы, располагающиеся параллельно первичной полосатости, залегают в верхних частях интрузивного комплекса. Такое обогащение тяжелыми минералами верхних горизонтов первично-расслоенного комплекса невозможно объяснить только результатом движения и гравитации, потому что, согласно принципам гравитационной кристаллизации, наиболее тяжелые минералы осаждаются в нижних частях плутона, а наиболее легкие располагаются в верхних частях плутона, здесь же минерал с очень большим удельным весом образует скопления в верхних частях комплекса (Елисеев, 1940, 1941).

Иногда в качестве возражения против возможности возникновения первичной полосатости в результате течения магмы указывают на отсутствие катакластических и бластических структур, которые, казалось бы, непременно должны сопровождать течение. Необходимо отметить, что катакластические явления и перекристаллизация часто сопутствуют процессам первичного расслаивания пород плутона, что

хорошо видно, например, в плутоне, описанном Полкановым и Елисеевым (1941), в адирондакских анортозитах и в других плутонах.

Механизм возникновения катакластических и бластических структур особенно показательно и убедительно разобран А. А. Полкановым в его работе о несимметричной дайке (1929) и Р. Болком в работе об анортозитах (1931). Но первичное расслоение не обязательно должно сопровождаться катаклизмом и перекристаллизацией. Если сравнить анортозиты Адирондака с анортозитами Волыни, изученными А. А. Полкановым, то, несмотря на большое сходство плутонов, в волынских анортозитах, в противоположность адирондакским, катакластические явления и перекристаллизация почти совершенно отсутствуют. Катаклизмы и перекристаллизация сопровождают процесс первичного расслоения, по видимому, в тех случаях, когда „рама“, сложенная вмещающими породами, во время интрузии в той или иной степени активна.

Соотношения между линиями течения и слоями течения в первично-полосатых породах

Обычно слои и линии течения выражены в одном и том же плутоне не одинаково хорошо. В тех случаях, когда параллельно-линейные текстуры хорошо выражены, первичная полосатость, а следовательно, и слои течения отсутствуют, и наоборот,—в плутонах с хорошо выраженной первичной полосатостью линии течения или выражены очень слабо, или же совершенно отсутствуют. Случаи, когда линейность и полосатость или слоистость выражены одинаково хорошо, наблюдаются редко.

Первичная расслоенность наблюдается в плутонах различного петрографического состава, в габбро, анортозитах, пироксенитах, перидотитах, диоритах, гранодиоритах и реже в гранитах. Обычно очень хорошо слоисты щелочные плутоны.

Там, где одновременно присутствуют линии течения и слои течения, линии течения, как правило, располагаются в слоях течения. При изучении первичной полосатости всегда необходимо обращать внимание на такие участки, где видна линейность. Практика показывает, что линии течения видны в таких случаях не везде, а лишь местами, и такие места необходимо старательно отыскивать и тщательно изучать. Результаты наблюдений наносятся на карту значками (см. описание отдельных плутонов в главе V, а также главу VI). Такие места, где в слоях первичной полосатости обнаруживаются линии течения, имеют особо важное значение, потому что первичная полосатость, указывая на то, что течение происходило параллельно поверхностям слоев первичной полосатости, не указывает направления течения; линии же течения дают возможность судить об этом направлении, что хорошо видно на примерах, изображенных на рис. 5. Под литерой А изображена блок-диаграмма, на которой первичная полосатость и слои течения располагаются горизонтально, а линии течения имеют северо-восточное простирание. Под литерами В, В и Г даны блок-диаграммы, изображающие случаи вертикальной полосатости, причем в каждом из трех случаев движение совершалось параллельно плоскостям слоев первичной полосатости, но в различных направлениях. В каждом из этих случаев направление движения магмы, как указывалось выше, или совпадало с направлением линий течения, или было

ему перпендикулярно, что удается разрешить при помощи микроструктурного анализа. И в том и в другом случае направление линий течения указывает на направление максимального растяжения и позволяет разобраться в системе первичных трещин.

Угол наклона линейности к горизонту можно определить при помощи графика, изображенного на рис. 6. Пересечение вертикальной линии, соответствующей углу падения полосатости, и горизонтальной, соответствующей величине угла между азимутом простирания полосатости и азимутом наклона линейности, дает точку, при помощи которой определяется искомый угол по одной из кривых на диаграмме или интерполированной кривой.

Возможны и такие редкие случаи, когда линии течения лежат не на поверхности слоев первичной полосатости, а под углом к ней. Такое несогласие элементов течения служит указанием на разновременность их возникновения, причем линии течения возникли позднее первичной полосатости.

В тех случаях, когда плутон возник в несколько фаз интрузии и когда основные породы и граниты слагают различные комплексы сложного плутона, основные породы (более ранние) часто обладают первично-полосатыми текстурами, в то время как у гранитов наблюдаются параллельно-линейные текстуры.

Как слои первичной полосатости, так и линии течения образуют нередко пологие волнообразные изгибы, что приводит к образованию куполов или сводов (арок) слоев течения, или линий течения. Слои первичной полосатости образуют мелкие формы таких изгибов, причем часто небольшие

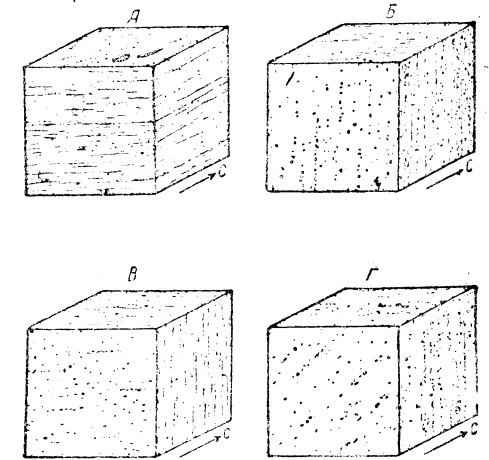


Рис. 5.

А. Горизонтальные линии течения. Б. Вертикальные полосы течения. В. Вертикальные полосы течения и горизонтальные линии течения. Г. Вертикальные полосы течения и наклонные линии течения (по Болку).

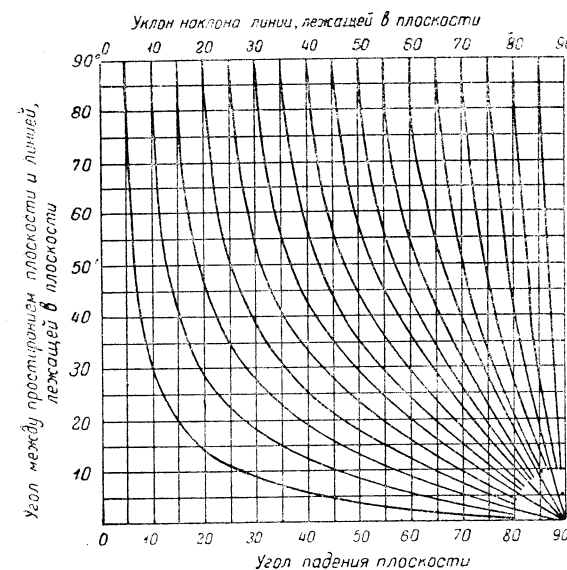


Рис. 6. График для определения угла наклона линейности к горизонту по углу падения плоскости (первичной полосатости) и по углу между простиранием плоскости и азимутом наклона линейности (по Чапману).

выпуклости и неровности контактной поверхности служат причиной появления изгибов первичной полосатости. Изгибы линий течения имеют, наоборот, крупные размеры, и такое приспособление к местным изменениям в форме контактной поверхности, какое наблюдается в поведении слоев первичной полосатости, здесь отсутствует.

Если в породах сложного плутона имеются интрателлурические вкрапленники или включения, то порфиоровидные фации пород обладают обычно более или менее хорошо выраженной первичной полосатостью, фации же пород равномернозернистые свободны от вкрапленников-включений и обнаруживают линии течения. Если в этих породах и содержатся вкрапленники, то они небольшого размера и возникли не на глубине, а на месте в процессе формирования плутона.

Плутоны с первичной полосатостью имеют обычно значительно меньшие размеры по сравнению с плутонами с параллельно-линейными текстурами.

Указанные соотношения объясняют следующим образом. В более ранние фазы интрузии земная кора или „рама“, вмещающая интрузию, ведет себя как относительно хрупкая, твердая и механически упорно сопротивляющаяся масса. Двигающиеся внутри такой рамы более ранние порции магмы, представляющие собой суспензию из жидкости, содержащей то или иное количество взвешенных кристаллов, подвергаются вследствие трения о стенки рамы расслоению, в результате которого и возникает слоистое первично-полосатое или шлирово-полосатое строение. Наиболее хорошо слои первичной полосатости, естественно, выражены у контакта с вмещающими породами, что в действительности наблюдается почти всегда. Таким образом первичная полосатость является результатом медленного движения интрузирующих масс и трения о жесткую раму.

Если интрузия начинается с образования малых тел (малых интрузий), то породы, выполняющие камеру, полностью полосаты.

По мере того как совершаются следующие одна за другой фазы интрузии, в особенности в тех случаях, когда это сопровождается увеличением объема интрузирующей магмы, механическое сопротивление окружающих пород под влиянием гидростатического давления магмы и прогревания ослабевает. Рама и магматические массы под влиянием гидростатического давления магмы начинают подвергаться растяжению, в результате чего в том направлении, в котором такое растяжение происходит наиболее интенсивно, и появляются линии течения. Помимо гидростатического давления магмы, такое растяжение может возникать и под влиянием одновременно происходящей складчатости, сбросов, взбросов, изменения в объеме. В ранние стадии формирования плутона, когда сопротивление рамы велико, возникают полосатые текстуры, шлиры. В более поздние стадии эволюции плутона механическое сопротивление рамы меньше. По мере увеличения объема лабильного материала магма и вмещающие породы двигаются примерно с одинаковой скоростью.

Таким образом, мы пришли к заключению, что интрузия может происходить как в жесткую раму, так и в подвижную и пластичную раму.

ПЕРВИЧНЫЕ ТРЕЩИНЫ

В большинстве случаев плутоны обладают закономерной системой трещин, что лишней раз указывает на анизотропию интрузивных мас-

сивов. Структура плутонов может быть правильно понята лишь при изучении структур течения и систем трещин отдельности, которые генетически связаны со структурами течения. Причина возникновения трещин является одной из труднейших и полностью не разгаданных проблем. Трещины в плутоне не являются следствием одного только сжатия, как это имеет место в базальтах. Точно так же нельзя рассматривать трещины как следствие горообразовательных процессов, имевших место значительно позднее окончательного формирования плутона; такие вторичные трещины подчиняются другим закономерностям, чем те, которым подчиняются первичные трещины.

Первичные трещины возникают в последние стадии формирования плутона и под влиянием внутренних сил интрузии, а не только внешних сил.

Структурное изучение плутона необходимо начинать с изучения элементов фазы течения (текстур течения) и только лишь после этого переходить к изучению элементов фазы расколов, т. е. к изучению первичных трещин. По предложению Г. Клооса, элементы фазы течения называются также элементами прототектоники. Этот термин неудачен, потому что как будто бы получается так, что прототектоника, или первичная тектоника, противопоставляется трещинной (не первичной?) тектонике. На самом же деле и текстуры течения и трещины являются элементами первичной тектоники плутона.

Прежде чем переходить к классификации первичных трещин, рассмотрим один конкретный пример структурного анализа участка Штреленского гранитного плутона, изученного Г. Клоосом.

На рис. 7 изображены геологическая карта и разрез участка Штреленского гранитного массива. На карте и разрезе нанесены линии течения (штрекунг), шлиры, аплитовые и минеральные жилы, трещины. Структурные элементы указывают на то, что граниты на этом участке не представляют сплошной массы, а систему правильных блоков благодаря наличию правильной системы трещин нескольких направлений, что очень отчетливо подчеркивает анизотропию плутона. В северо-западном направлении располагается густая сеть параллельных трещин. Эти трещины нередко выполняются жильными породами, аплитами и гидротермальными жилами, которые на всем участке имеют преимущественно северо-западное простирание. Очевидно, трещины северо-западного направления были наиболее благоприятными для проникновения гидротермальных растворов и магматического расплава. Линии течения располагаются в направлении, перпендикулярном простиранию трещин северо-западного направления, что, как увидим ниже, является одной из характернейших черт структуры многих плутонов. То обстоятельство, что трещины отдельности выполняются аплитами и иногда гранитами и продуктами гидротермальной деятельности гранитной интрузии, определенно указывает, что формирование трещин в теле затвердевшего плутона происходило до окончательного застывания гранитной интрузии, т. е., иными словами, указывает на первичную природу трещин. Замечательно, что с анизотропией строения гранитов хорошо знакомы каменотесы, которые различные свойства трещин разных направлений отлично используют при добыче гранитных монолитов.

Известны шесть систем первичных трещин в плутонах: поперечные трещины, продольные трещины, пластовые трещины, диагональные трещины, краевые трещины и пологие трещины в апикальных

частях некоторых плутонов. Первые четыре системы трещин являются главными, последние две имеют второстепенное значение и встречаются в редких, особых случаях.

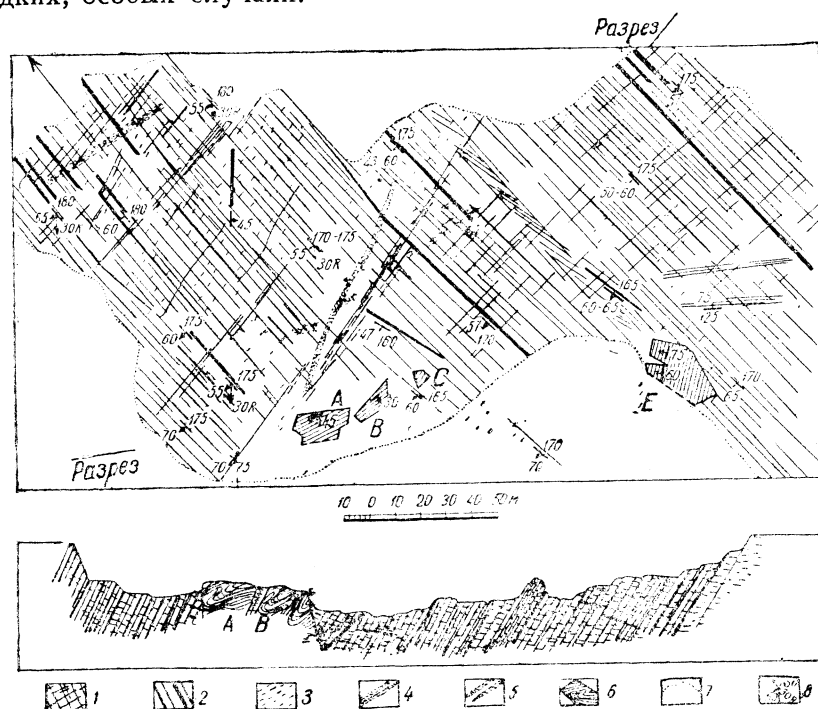


Рис. 7. Детальная геологическая карта участка Штрелен в Силезии (по Г. Клоосу).

1. Трещины отдельности. 2. Минеральные и аплитовые жилы. 3. Штрекунг (линии течения). 4. Нахшубе тонкозернистого гранита. 5. Шлиры. 6. Глыбы гнейса и роговиков. 7. Граница каменоломен. 8. Простираание и падение плоскостей. R—штрихи скольжения. Разрез проведен через глыбы A и B.

Система сопряженных первичных трещин

Г. Клоос, детально изучавший трещины в гранитных плутонах, ввел следующую номенклатуру трещин.

Естественные трещины отдельности

Трещины Q—поперечные трещины. Крутопадающие трещины, перпендикулярные линиям течения.

Трещины S—продольные трещины. Крутопадающие трещины, совпадающие с простираанием линий течения.

Трещины L—пологозалегающие пластовые трещины, включающие линии течения, параллельные поверхности первичной полосатости или близкие к ней.

Вследствие существования трещин в горных породах и их способности раскалываться в некоторых направлениях лучше, чем в других, при разработке камня в каменоломнях получают глыбы, имеющие обыкновенно форму параллелепипеда, ограниченные с трех сторон плоскостями, отвечающими так называемым искусственным

трещинам отдельности. Эти плоскости обозначают обыкновенно таким образом:

Плоскости *k*—торцовые плоскости (головные). По простираанию совпадают с трещинами Q, падение более крутое, чем у последних.

Плоскости *s*—плоскости раскола. Совпадают с направлением трещин S.

Плоскости *l*—пластовые плоскости отдельности, параллельные трещинам L.

На немецком языке естественные и искусственные трещины называются различными терминами (Klüften und Spalten); на русском языке пользуются одним термином „отдельность“ как в применении к естественным, так и к искусственным, обнаруживаемым при разработке камня, трещинам и плоскостям отдельности. Кроме перечисленных трещин, Клоос различает еще трещины диагональные (рис. 8).

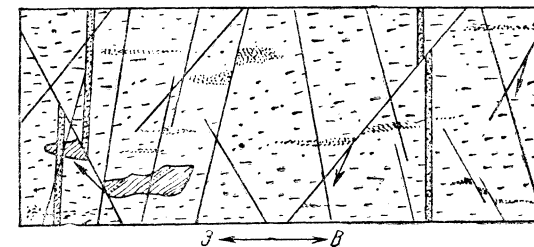


Рис. 8. Схематический план участка плутона с линиями течения и диагональными сбросами. Стрелками на диагональных трещинах обозначены направление и наклоны борозд скольжения.

По поводу терминологии первичных трещин Г. Клооса необходимо сделать следующее замечание. Первичные трещины изучались Клоосом в горизонтальных плутонах примерно средней величины. В соответствии с разнообразием форм плутонов и их положением в пространстве, изменяется и положение в пространстве первичных трещин. Так, например, поперечные трещины могут оказаться горизонтальными, а пластовые трещины вертикальными. Не всегда все системы трещин присутствуют одновременно.

Наиболее хорошо сопряженность естественных и искусственных трещин, по данным Р. Болка, видна на массивах размерами от 15×15 до 25×25 км. В массивах меньших размеров эта сопряженность видна хуже, а в неглубоких (гипабиссальных) массивах анизотропия выражена слабо, и разница между поперечными и продольными трещинами почти незаметна.

Плутоны без закономерной системы трещин и без следов течения называются бесструктурными. Микроскопически бесструктурные (изотропные) плутоны могут оказаться при микроструктурном изучении анизотропными. Очень интересный пример такой скрытой анизотропии гранитного массива в Австрии описан Е. Марошеком. Макроскопически изометрически-зернистые граниты не обнаруживали никаких следов течения; в закономерности системы трещин разобраться казалось невозможным. Микроструктурное изучение установило закономерную ориентировку зерен гранита и позволило установить закономерное расположение системы трещин.

Поперечные трещины

Поперечные трещины располагаются, как показывает самое название их, поперек линий течения. Эти трещины прямее и длиннее,

чем другие, и нередко выполнены жильными породами и продуктами гидротермальной деятельности. Выполнение поперечных трещин остаточными магматическими расплавами указывает на сравнительно раннее образование их.

Г. Клоос пытался получить поперечные трещины, экспериментируя с пластической (сырой) глиной. При сжатии слоя сырой глины получаются складки, причем в направлении, перпендикулярном давлению, происходит растяжение глинистого материала, а по направлению давления возникают поперечные трещины растяжения, аналогичные поперечным трещинам в плутоне, которые также располагаются перпендикулярно направлению максимального растяжения, параллельно которому располагаются линии течения. На основании опытов Клоос и его ученики пришли к выводу, что поперечные трещины развиваются на относительно глубоких уровнях земной коры в интрузивных, а не эффузивных породах. В небольших интрузивных массивах поперечные трещины не развиваются. Наиболее хорошо выражены такие трещины в больших горизонтальных плутонах. Как уже отмечалось выше, Клоос в своих ранних работах объяснил эти трещины, как возникающие в результате внешнего (регионального) давления, а не под влиянием внутренних сил интрузии. Позднее он изменил свою точку зрения, чему немало способствовали наблюдения Клооса над краевыми гнейсами и накопившийся опыт по изучению плутонов.

Поперечные трещины являются в то же самое время и трещинами растяжения, т. е. трещинами, возникающими в результате растяжения в направлении, перпендикулярном простиранию трещин. Известные опыты по определению временного сопротивления различных металлов и горных пород, широко применяющиеся в технике, устанавливают некоторую аналогию между трещинами, получающимися экспериментально, и трещинами в плутоне. Трещины, параллельные направлению давления и располагающиеся в квадрантах растяжения кубика, подвергающегося сжатию, аналогичны поперечным трещинам, трещинам растяжения в плутоне. Поперечные трещины называются иначе открытыми трещинами.

При изучении Лаузицкого гранитного плутона наблюдалось более 1250 основных даек, мощностью от нескольких миллиметров до 100 м. Большинство даек выполняет поперечные трещины. Если подсчитать суммарную мощность даек, то получается значительная величина, на которую произошло удлинение (растяжение) плутона в направлении, перпендикулярном простиранию поперечных трещин. Таким образом растяжение плутона, совершившееся в фазу течения, продолжалось в том же направлении и в фазу расколов. Р. Болк приводит интересные данные, указывающие на соотношения величины удлинения плутона при выполнении трещин дайками и площади плутона для нескольких плутонов Шотландии.

	Растяжение (в км)	Площадь (в кв. км)
Мулл	1,6	67,5
"	1,6	20
"	1,6	137,5
С. З. Арднамерчен	1	76
Арран	1	37

В тех случаях, когда элементов текстур течения не наблюдается, Р. Болк рекомендует пользоваться термином „трещины растяжения“

вместо термина „поперечные трещины“. В случаях, когда наблюдаются трещины и разрывы, перпендикулярные оси складчатости, для этих трещин лучше употреблять какое-нибудь собственное название, чтобы не путать их с первичными трещинами плутонов.

Продольные трещины

Эти трещины хорошо развиты, когда линии течения пологие. От поперечных трещин отличаются тем, что они менее совершенны и грубее, хотя в тех случаях, когда линий течения не видно и присутствуют диагональные трещины, в системах трещин продольных, поперечных и диагональных разобраться очень трудно. Продольные трещины нередко бывают выполненными различными минералами. Ранние продольные трещины выполняются аплитами и пегматитами. Сбросы и перемещения вдоль трещин не характерны. Способ получения продольных трещин не совсем понятен.

Очень любопытные данные получаются при сопоставлении количества даек, выполняющих поперечные и продольные трещины. Так, в Лаузитцком массиве 57% даек приходится на поперечные трещины и только лишь 13% — на продольные. В двух других районах 73% и 81% — на поперечные трещины и 14% и 9% — на продольные. Нередко поперечные дайки свежие, не расланцованные, а продольные расланцованы.

Пластовые трещины

Эти трещины обычно совпадают с поверхностью первичной полосатости. В некоторых случаях возникает несколько систем таких трещин, отклоняющихся одна от другой на небольшое число градусов. При этом одна из систем совпадает с первичной полосатостью, другие рассекают полосатость под очень острыми углами. Как и другие трещины, пластовые трещины могут выполняться жильными минералами — хлоритом, мусковитом и пиритом. Нередко аплитовые, пегматитовые и кварцевые жилы располагаются по пластовым трещинам, которые обычно хорошо выражены. Особенно хорошо выражены пластовые трещины в пологозалегающих или горизонтальных плутонах, в лакколитах, пластовых и пластообразных интрузиях. Клоос предполагает, что причиной возникновения пластовых трещин служат нагрузка, давление кровли, однако необходимо отметить, что теоретически причины возникновения таких трещин не объяснены и не совсем ясны.

Диагональные трещины отдельности

Диагональные трещины наблюдаются в плутонах довольно часто, но не столь распространены, как в осадочных и метаморфических породах. Диагональные трещины располагаются приблизительно симметрично с той и другой стороны от поперечных трещин, т. е. образуют две системы трещин. Довольно часто из двух систем диагональных трещин, симметрично располагающихся по ту и другую сторону от поперечных трещин, преимущественное развитие приобретает только одна, в то время как трещины другой системы встречаются редко. Угол между диагональными трещинами равен 90° и меньше.

Диагональные трещины выполняются дайками аплитов, кварцевых порфиров, лампрофиров и других пород, а также гидротермальными жилами. По диагональным трещинам происходят перемещения,

и в таких случаях на них можно наблюдать зеркала скольжения и штрихи скольжения, которые следует замерять и обозначать особыми значками (см. рис. 8).



Рис. 9. Системы перистых трещин, частью заполненных жильным материалом. Во всех случаях левая глыба приподнята, правая опущена (по Г. Клоосу).

Направление движения легко определяется, когда на плоскостях скольжения наблюдаются небольшие углубления, выбоины, желобочки.

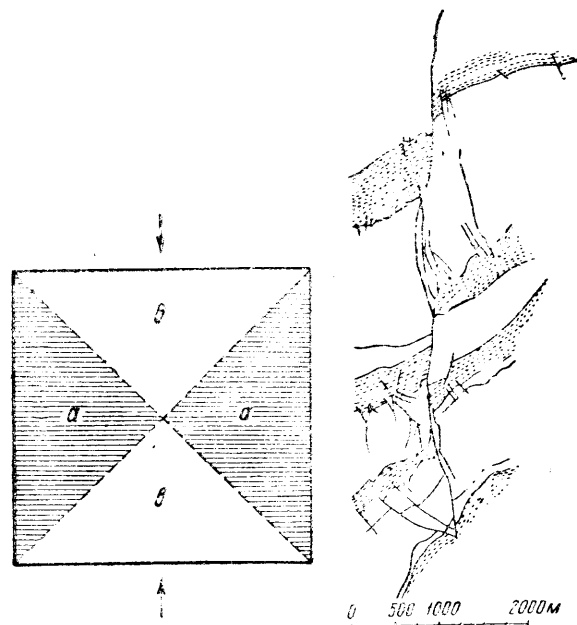


Рис. 10. aa—квадранты сжатия, ee—квадранты растяжения.

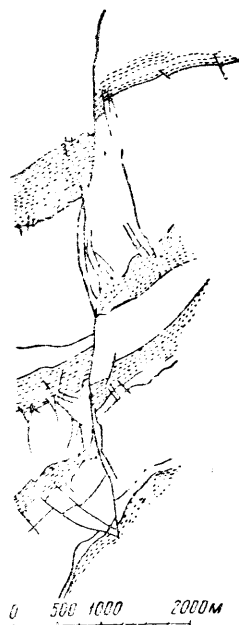


Рис. 11. Сбросы в Сентисгебурге (по Ал. Гейму).

Выпуклость такого полукруглого углубления обращена в сторону движения верхней глыбы. Кроме того, такие зеркала, если проводить по ним рукой вдоль штрихов в одном направлении, очень часто оказываются шероховатыми, а если вести в обратном направлении—гладкими.

Некоторые диагональные трещины сопровождаются системой расколов, располагающихся наподобие опахала. Это так называемые перистые трещины, которые также позволяют определить направление движения. Стрелка, направленная против вершины угла, образующегося при пересечении плоскости, вдоль которой происходит перемещение, и трещинки из системы перистых, указывает на направление движения (рис. 9).

Диагональные трещины являются поверхностями скалывания и сходны с плоскостями Моора, которые можно получить экспериментально. При испытании металлов и горных пород кубик из испытуемого материала помещается под пресс. В кубике при достижении опре-

деленного давления возникает закономерная система трещин, и когда давление достигнет предела, который имеет более или менее постоянную и характерную для каждого вещества величину, по диагональным трещинам происходит разрыв, а кубик разделяется на части. На рис. 10 изображен такой кубик. Г. Клоос находит большое сходство между парой трещин Моора и диагональными трещинами в плутоне, а также с диагональными трещинами, наблюдающимися в осадочных и метаморфических породах. В осадочных породах вдоль диагональных трещин совершаются перемещения иногда на значительные расстояния (рис. 11).

При опытах с металлами угол между диагональными мооровскими плоскостями равен прямому, в то время как в горных породах этот угол варьирует в широких пределах от 90° до нуля; обычно он меньше прямого. Подробнее об этом излагается в разделе о микроструктурном анализе.

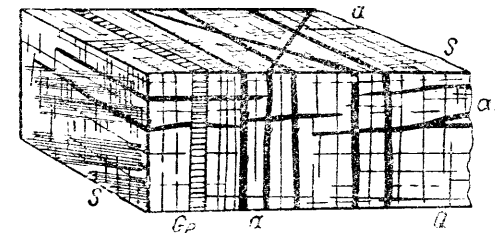


Рис. 12. Структурный блок в гранитном батолите Исполнивых гор (по Г. Клоосу).

Штрихи и зеркала скольжения на диагональных трещинах также указывают на то, что по ним происходят перемещения. В результате этих перемещений происходит удлинение плутона в одном направлении—в направлении простирания линии течения—и укорочение в противоположном направлении. Таким образом, удлинение, совершающееся в фазу течения и выражающееся в растяжении плутона в одном направлении, продолжается и в фазу расколов и происходит все в том же направлении.

Более подробно механизм диагональных трещин будет рассмотрен в главе о микроструктурном анализе, там же будет приведено теоретическое объяснение причин возникновения этих трещин.

Структурный блок

Для наглядного изображения элементов структуры плутона пользуются или моделью, которая называется структурным блоком,¹ или же блок-диаграммой структурного блока. Для решения различных вопросов по структурному анализу вместо такой модели можно пользоваться обыкновенной спичечной коробкой, на которой красным карандашом обычно рисуются различные элементы текстур течения и трещины. На рис. 12 изображен такой структурный блок для гранитного плутона Исполиновых гор.

Статистическая обработка результатов наблюдений над первичными трещинами

Для того чтобы доказать закономерное расположение первичных трещин в плутонах, Г. Клоос, исследуя гранитные „батолиты“ Центральной Европы, пользовался статистической обработкой наблюдений,

¹ Термин „структурный блок“ введен мною, вместо немецкого термина Bauquader, по предложению проф. П. Н. Чирвинского (Елисеев, 1936).

которая служила очень веским доказательством строгой пространственной закономерности в расположении трещин в пространстве.

Результаты статистической обработки наблюдений и замеров наглядно изображаются графически при помощи роз-диаграмм, или равно-площадной сетки, или, наконец, стереографической сетки.

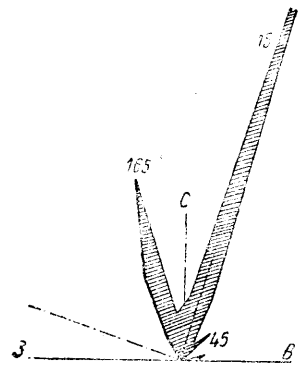


Рис. 13. Роза жил.

На рис. 13 изображена роза-диаграмма. Способ построения таких диаграмм заключается в следующем. От центра проводят радиусы через каждые 5° и на них в выбранном масштабе откладывают от центра количество трещин данного простирания. Затем полученные точки соединяют прямыми линиями. Эта диаграмма указывает простирание трещин; чтобы указать углы падения, последние обычно обозначаются цифрами около лепестков такой розы.

В таком случае, когда имеются системы трещин примерно одинакового простирания, но с различными углами падения, такая диаграмма неудобна.

Гораздо удобнее в таких случаях пользоваться диаграммами, примером которых может служить диаграмма, изображенная на рис. 14.

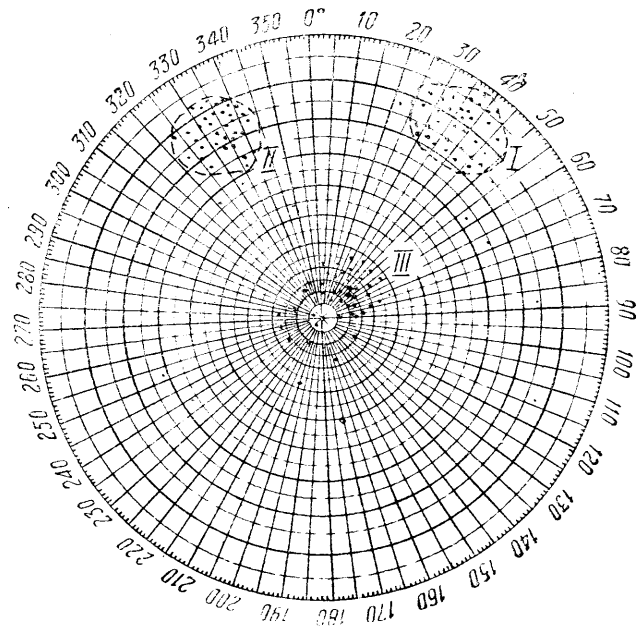


Рис. 14. Полярная сетка Вульфа с нанесенными на ней полюсами трещин отдельности.

На диаграмму наносятся не трещины отдельности, а полюсы плоскостей отдельности в виде точек. Таким образом каждая точка соответствует одному измерению положения трещины. Точки, располагающиеся в северо-восточном квадранте, соответствуют северо-западному простиранию и северо-восточному падению трещины; точки, лежащие

близко к центру, соответствуют углам падения пологим, а точки, лежащие у периферии, — углам падения очень крутым. При вертикальном падении точка упадет на край сетки, а при горизонтальном — в центр ее. Густые скопления точек в трех местах на нашей диаграмме указывают на три системы трещин: I — система трещин северо-западного простирания с крутыми углами падения; II — система трещин северо-восточного простирания с крутыми углами падения и, наконец, III — система полого-наклонных трещин преимущественно северо-западного простирания.

По поводу статистической обработки необходимо сделать следующее замечание. Статистический метод обработки имеет смысл применять в том случае, когда структурный блок сохраняет свое положение в различных местах плутона. Прежде чем приступить к статистической обработке наблюдений над трещинами, необходимо выяснить поведение структурного блока в различных местах плутона. Имеются такие плутоны, в которых пространственное положение структурного блока изменяется от места к месту, поэтому определенные трещины в одном месте плутона имеют одно залегание, а в другом — другое, и тогда статистическая обработка измерений не имеет смысла. На эту тему более подробные сведения приводятся при описании трещин центральных интрузий (см. главу V).

Второстепенные трещины отдельности

Краевые трещины и взбросы. Крутые контакты некоторых интрузивных массивов с вмещающими породами сопровождаются системой трещин, падающих внутрь массива под углом от 20° до 45° . Так как эти трещины приурочены к краевым частям массивов, то они и носят название краевых.

Краевые трещины нередко выполняются аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами. Впервые краевые трещины были наиболее подробно изучены в плутоне Сиерра-Невады в США Э. Клоосом и Г. Клоосом. Краевые трещины представляют особый интерес ввиду того, что к ним приурочено оруденение. Кварцевые жилы часто оказываются рудоносными.

Вдоль краевых трещин наблюдаются взбросы (см. рис. 15). Для того, чтобы объяснить происхождение краевых трещин и взбросов, Г. Клоос и Ридель пытались воспроизвести их экспериментально. Результаты эксперимента схематически изображены на рис. 16. Поршень, находящийся под слоем пластического вещества (сырой глины), осторожно поднимался вверх. В зависимости от степени поднятия поршня в краевых частях приподнятого слоя возникали трещины, наклоненные под разными углами к центру поднятия. Возникающие при этом краевые трещины располагаются перпендикулярно к направлению растяжения, которому подвергается краевая часть приподнятого слоя глины. Полученные результаты указывают, таким образом, на то, что краевые трещины возникают в случаях, когда имеются сильные движения вверх. Доказательством этому могут служить взбросы, нередко сопровождающие краевые трещины. Даже в тех случаях, когда плутон бесструктурный, краевые жилы, дайки и взбросы можно рассматривать как доказательство сильных движений вверх. Правильность такого объяснения подтверждается тем фактом, что краевые трещины встречаются в верти-

кальных плутонах, которые возникают при вертикальном поднятии магмы.

В горизонтальных и полого-наклонных плутонах краевые трещины не встречается.

Краевые трещины являются по сравнению с системой главных

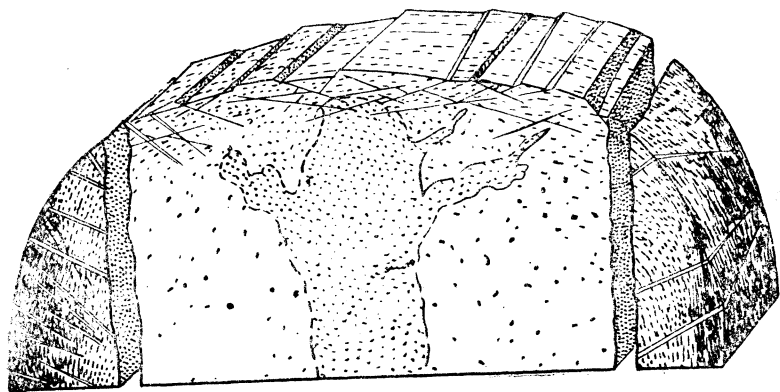


Рис. 15. Полого-залегающие трещины и взбросы в апикальной части штока. Вдоль крутых контактов справа и слева преобладают краевые трещины. При помощи их происходит расширение плутона в горизонтальном направлении (по Р. Болку).

трещин относительно более ранними. Аплиты, пегматиты и кварцевые жилы нередко обнаруживают резко выраженные следы расланцевания, что говорит за то, что движения совершались и после выполнения трещин дайками или жилами.

Итак, краевые трещины нельзя рассматривать изолированно от других структурных элементов. Они появляются наряду с другими системами трещин в участках плутона, где удлинение вверх наиболее интенсивно.

Пологие трещины и взбросы в апикальных частях вертикальных плутонов встречаются совместно с краевыми трещинами и взбросами. Краевые трещины располагаются вдоль крутых контактов. При помощи этих трещин размеры плутона увеличиваются вверх и в стороны. Апикальные пологие трещины располагаются вдоль горизонтального контакта. Эти трещины сопровождаются подвижками, в результате которых вдоль трещин возникают зоны смятия и зоны скалывания. Предполагают, что возникновение этих трещин связано с растяжением (расширением) верхней части плутона в стороны в результате поднятия магмы вверх.

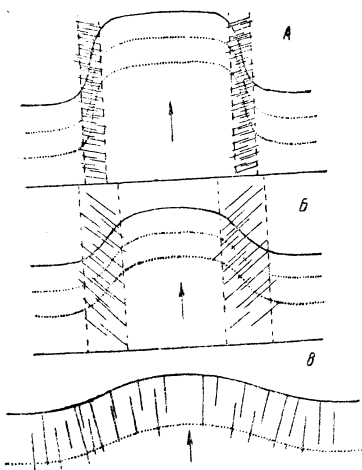


Рис. 16. Изгибы слоев и возникновение краевых трещин (по Г. Клоосу и Риделю).

Стрелками обозначено направление движения поршня. А—зона интенсивного растяжения располагается перпендикулярно линиям локального растяжения. То же в Б и В.

Зоны смятия и скалывания в силлах и пластовых интрузиях

В дополнение к описанию первичных структурных элементов в плутонах необходимо сказать несколько слов о зонах скалывания в силлах и пластовых интрузиях, которые возникают во время формирования плутона, т. е. генетически связаны с его эволюцией, а не возникают в результате каких-то вторичных процессов. Зоны скалывания располагаются вдоль поверхностей первичной полосатости, их возникновение нередко сопровождается протоклазом и протобластезом наряду с катакластическими явлениями. Более детальное описание таких зон в пластовых интрузиях приводится при описании плутона щелочных пород.

ВТОРИЧНЫЕ (НАЛОЖЕННЫЕ) СТРУКТУРЫ

Кроме первичных структур, в плутоне могут встретиться элементы вторичных (наложенных) структур, возникших после того, как плутон сформировался. В одних случаях наложенные структуры появляются вследствие интенсивных тектонических движений, имевших место после того, как плутон сформировался (претектонические плутоны), и тогда породы плутона подвергаются интенсивным изменениям, которые могут в значительной степени затушевать и затруднить распознавание первичных структурных элементов плутона. В таких случаях вторичные структуры носят региональный характер и одинаковы или имеют много общего со структурами вмещающих плутон толщ.

В других случаях вторичные (наложенные) структуры развиваются на отдельных участках плутона и имеют локальный характер распространения. В таких случаях хорошо прослеживаются элементы первичных структур плутона и вместе с тем наложенные структуры, развивающиеся на определенных участках плутона.

Очень поучительным примером плутона с локальным характером вторичных структур является один ультраосновной плутон. Плутон сложен очень свежими ультраосновными и основными породами (перидотитами, оливиновыми пироксенитами, пироксенитами, норитами) с хорошо выраженной первичной полосатостью, полого наклоненной к горизонту. Линейность имеет более или менее выдержанные западно-юго-западные азимуты наклона и пологие углы наклона. Хорошо развита система трещин пластовой отдельности (параллельная первичной полосатости), поперечные трещины и продольные трещины. Вторичные структурные элементы нескольких типов, из которых на первом месте стоят сбросы, разбивающие плутон на несколько участков. Амплитуда сбросов до 100 м. Особенно много сбросов небольшой амплитуды от нескольких сантиметров до нескольких метров было обнаружено в подземных выработках, проведенных при разведке и эксплуатации месторождений никеля. Другой тип наложенных структур представлен мощной зоной рудных (сульфидных) жил, которая тянется через западную часть плутона в северо-восточном направлении более чем на 2 км. Стенки трещин, выполненных сульфидными жилами, нередко покрыты зеркалами скольжения и милонитами. По расположению в пространстве рудные трещины совпадают с первичными трещинами, т. е. вторичные трещины использовали первичные, возникшие раньше.

Кроме того, вторичные трещины наблюдаются вдоль контактов плутона с вмещающими породами.

Наложенные структуры в плутоне вносят большие осложнения в изучение как структуры самого плутона, так и заключенных в нем месторождений.

Так же как и элементы первичных структур, элементы вторичных структур тщательно наносятся на геологическую карту или специальную структурную карту особыми значками, отличающимися от употребляемых для обозначения элементов первичных структур.

Следует обращать особое внимание на соотношение первичных и вторичных (наложенных) структур. Нередко вторичные структурные элементы совпадают с первичными. Следует выяснить в каждом случае, продолжают ли наложенные структуры во вмещающие породы.

Глава III ТИПЫ ПЛУТОНОВ

Вулканическая деятельность сопровождается излиянием магматических расплавов на дневную поверхность, вследствие чего происходит свободное интенсивное выделение газов. В плутонах магматические расплавы заключены в раму из вмещающих пород. В каждом плутоне устанавливается равновесие между внутренними силами интрузии и внешними, возникающими в результате противодействия вмещающих пород (рамы). Борьба внутренних сил интрузии и внешних сил приводит к большому разнообразию типов плутонов. Практические и теоретические достижения в области применения структурного анализа при изучении плутонов показали, что соотношения между интрузией и рамой могут быть различного характера. В одних случаях интрузия совершается в относительно пассивную раму, в других наблюдается активное поведение интрузии и рамы, и, наконец, встречаются случаи, когда активность рамы значительно преобладает над активностью интрузии. В соответствии с различными случаями соотношений между внутренними силами (интрузией) и внешними (рамой) структура плутонов характеризуется типичными для каждого случая особенностями. Отдельные примеры таких соотношений внутренних и внешних сил, возникающие при формировании плутонов, будут продемонстрированы на отдельных примерах структурного анализа плутонов (см. главу V „Примеры структурного анализа плутонов“).

Перейдем к подразделению плутонов по различным признакам.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

Если оставить в стороне тот громадный теоретический интерес, какой представляет изучение первичной полосатости, и даже не соглашаться с предложенным толкованием происхождения первичной полосатости, то и в таком случае практическое использование текстур течения и первичных трещин при геологическом картировании огромно.

Использование первичных текстур течения и первичных трещин при геологическом картировании плутонов, а также при поисковых и разведочных работах позволяет составить геологическую и структурную карту, изучить закономерности внутренней структуры плутонов,

установить возрастные и генетические соотношения между различными комплексами пород и последовательность их возникновения, выявить запасы месторождений, изучить пространственное расположение рудных месторождений, разобраться в сложных вопросах генезиса месторождений и поставить, а также разрешить важнейшие вопросы петрогенезиса.

Необходимо подчеркнуть большое методологическое значение структурного анализа, позволяющего ставить и конкретно разрешать многие вопросы, которые до структурного анализа затрагивались в самых общих и абстрактных формах. При помощи структурного анализа многие необоснованные геологические суждения отпадают и заменяются доказательными и обоснованными.

ГЕОМЕТРИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ

По положению и форме плутоны разделяются на горизонтальные, вертикальные, наклонные, куполообразные, пирамидальные, клиновидные, пластовые, кольцевые, конические, ветвистые, древовидные, сложные и т. д.

По величине различают: плутоны первой величины и порядка, которые представляют или замещают целые большие глыбы или крупные и цельные структурные единицы; плутоны второй величины, которые являются частями крупных и цельных структурных единиц или появляются на их границах, и плутоны третьей величины, т. е. небольшие по размерам, нередко являющиеся частями плутонов первой или второй величины.

Далее различают плутоны конкордантные или дискордантные по отношению контакта к тектонике и структуре вмещающих пород (рамы), конформные или дисконформные—по отношению внутренней тектоники и структуры плутона к поверхности контакта, гармоничные и дисгармоничные—по отношению внутренней тектоники и структуры плутона к внешней, т. е. к структуре вмещающих пород. На рис. 17 схематически изображены формы и размеры некоторых плутонов.

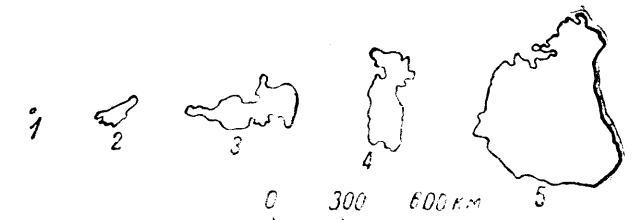


Рис. 17. Очертания и размеры наиболее значительных плутонов (по Клоосу).

1. Броккенский плутон. 2. Среднебогемский плутон. 3. Бушвельдский плутон. 4. Плутон Идахо в Северной Америке. 5. Восточноафриканский плутон.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ

По типу строения рамы, вмещающей плутон, плутоны подразделяются на плутоны кристаллических щитов, плутоны разломов В, плутоны столовых гор, плутоны складчатых областей; по отношению к тектоническому строению и структуре рамы—ядерные плутоны, располагающиеся целиком в каком-нибудь одном геологическом комплексе, пограничные плутоны, располагающиеся на границе двух комплексов или формаций, трещинные плутоны, антиклинал-плутоны, синклинал-плутоны, продольные и поперечные плутоны.

Плутоны кристаллических щитов

В кристаллических щитах интрузии совершаются на больших глубинах. На большой глубине вмещающие горные породы под влиянием высокой температуры и большого гидростатического давления становятся пластичными и ведут себя почти так же, как магматический расплав интрузии. В результате как в плутоне, так и во вмещающих породах возникают одинаковые структуры. Замечательной особенностью плутонов кристаллических щитов является широкое распространение в этих плутонах первичных гнейсовых фаций. Слагающие эти плутоны гнейсы являются первичными и возникают во время формирования плутона.

В плутонах кристаллических щитов преобладают кислые, гранитные породы; основные породы представлены амфиболитами, эклогитами. Так как на больших глубинах происходит образование магматических расплавов, то здесь наблюдаются явления мощного метасоматоза и инъекции.

В монографии А. А. Полканова (1935), посвященной геологии и петрологии, приводится много примеров структурного и петрологического анализа разнообразных плутонов. Книга является поучительным образцом структурного изучения плутонов кристаллических щитов; в ней разбираются сложные вопросы структуры, связи геологии и внутренней тектоники плутонов с геологическим строением и тектоникой рамы, генезиса оригинальных и разнообразных месторождений полезных ископаемых.

В качестве примеров плутонов кристаллических щитов могут служить Африканский „центральный гранит“—плутон, захватывающий обширную область. Финляндия и Швеция целиком лежат на пропитанных гранитом щитах.

В кристаллических щитах кроме плутонов, сформировавшихся на больших глубинах и представленных преимущественно гнейсовыми и гнейсо-гранитовыми фациями пород, часто встречаются плутоны, сформировавшиеся на небольших глубинах, с так называемыми гранитными структурными фациями пород. Балтийский щит может служить прекрасным примером разнообразных плутонов второго типа.

Плутоны складчатых и покровных областей

Эти плутоны обнаруживают признаки внедрения в ограниченное и неоднородное пространство. Их анизотропная структура возникает в результате и во время движения магмы.

Интрузия следует по путям, первоначально занятым вмещающими породами, и пространство, занимаемое плутоном, прежде принадлежало этим вмещающим породам. Как мы увидим ниже, между интрузией и вмещающими породами происходит своего рода борьба, в результате которой пространство для плутона нередко завоевывается интрузией, а не пассивно выполняется магматическим расплавом.

Интрузия использует большие полости, пограничные зоны и пустоты, возникающие при складчатости, выполняет их и, воздействуя на стенки полости, расширяет ее. В описании отдельных плутонов приводятся примеры, на которых убедительно видно активное поведение интрузии.

Плутоны в складчатых областях пространственно приурочены к

узким и длинным складчатым зонам и располагаются удлиненными осями или вдоль складчатых зон—продольные плутоны, или поперек к этим зонам—поперечные плутоны.

Наиболее ранние плутоны, возникающие в складчатых областях, принимают активное участие в складкообразовательных процессах, и их структура обнаруживает многие следы движения. Вследствие тесной связи структуры таких плутонов со структурой рамы, в соответствии с многообразием структурных форм складчатых областей, наблюдается многообразие форм плутонов. При движении покровов плутоны могут быть оторваны от своих корней, после чего они ведут себя пассивно и теряют свои индивидуальные свойства.

В андийском типе тихоокеанских гор Северной и Южной Америки в мощной складчатой зоне наблюдается сложное переплетение разнообразных плутонов с вмещающими породами. Вещественное и динамическое развитие плутонов сопровождалось образованием складчатости и происходило во много фаз, разобраться в которых очень трудно. Здесь имеются плутоны, образовавшиеся в ранние стадии складкообразовательных процессов, плутоны, одновременные с главной фазой интрузии; главные же и наиболее мощные интрузии происходили по окончании складкообразования.

Сиерра-Невада-плутон является примером сложного плутона, сформировавшегося в этой складчатой зоне.

Рудный Алтай является хорошим объектом для изучения структурных соотношений между многофазной интрузией и складчатостью. Результаты далеко не полных предварительных структурных исследований показали, что главные интрузии происходили после складкообразования и одновременно с фазой разломов надвигового характера. В зоне наиболее интенсивных тектонических подвижек, в зонах смятия, прослеживающихся на огромные расстояния по простиранию и имеющих очень небольшую мощность, в результате одновременных тектонических подвижек и интрузии возникли первично-гнейсовые пластообразные плутоны.

Судя по тому, что в складчатых областях структура большей части интрузий не обнаруживает следов движения, можно сделать заключение, что главные интрузии совершались после складкообразования—в период, когда складчатая зона реагировала на горообразовательные процессы не как пластическое, а как твердое тело, что приводило к тектоническим нарушениям. Г. Клоос, изучая горизонтальные плутоны—„батолиты“ Центральной Европы, обнаружил, что подавляющее число плутонов располагается на тектонической границе палеозоя и кристаллического щита (архея), и пришел к выводу, что пологие или горизонтальные поверхности тектонических нарушений встречаются в природе гораздо чаще, чем обычно принято думать. Довольно часто встречаются поэтому пограничные плутоны, располагающиеся на границе двух комплексов с различной структурой.

В соответствии с тем, что интрузия может совершаться во время горообразовательных процессов или диастрофизма и после них, различают претектонические, синтетектонические или синкинематические и посттектонические плутоны.

Претектонические плутоны образовались до основных тектонических движений и благодаря им претерпели коренные изменения, в большей части сгладившие первоначальный характер интрузии.

Синтетектонические плутоны образовались при интрузии

во время горообразовательных процессов в движущуюся среду. Интрузии принимали участие в движениях, и поэтому породы плутона представлены первично-гнейсовыми фациями.

А. А. Полканов приводит примеры структурного анализа синтетектонических плутонов нашего севера, который является классическим районом подобных плутонов.

В Скандинавском щите такие плутоны подвергались поступательным движениям, уплощались, были ограничены плоскими поверхностями и расланцованы. В Саксонско-Тюрингенской центральной зоне Средней Европы многие плутоны обнаруживают, наоборот, куполообразное строение. Последнее возникло постепенно, вследствие вертикального поднятия магмы или же вследствие сжатия и изгибания плоских гнейсовых массивов. Примером таких плутонов могут служить гнейсовые массивы Рудных гор и Судетов.

Наибольшее количество плутонов принадлежит к третьему, наиболее молодому по сравнению с первыми двумя, посттектоническому типу. В противоположность синтетектоническим плутонам, в которых движения расплавленных магматических масс совершались одновременно с движениями рамы, в посттектонических плутонах движения магматических масс совершались в жесткой, неподатливой раме. Поэтому первичные структуры плутонов видны в этом случае в наиболее отчетливой и ясной форме. Все разнообразие первичных структур, описанных в главе II, видно в таких плутонах, и так как такие плутоны необыкновенно широко распространены, первичные структуры наблюдаются в них очень часто. Сравнительно небольшое число примеров структурного анализа объясняется новизной методики последнего и отсутствием соответствующих навыков и опыта у большинства геологов.

Нередко различные комплексы пород одной какой-либо интрузии состоят из различного типа плутонов. Посттектонические плутоны или внедряются вдоль осей складчатых зон, или поперек зон (ядерные плутоны) или же располагаются на границе различных структурных единиц (пограничные плутоны). Кроме того, пограничные плутоны располагаются внутри плутонов, образовавшихся ранее, или окаймляют более ранние плутоны. Так же, как и в складчатых областях, посттектонические плутоны располагаются и внутри древнекристаллических областей.

Атектонические плутоны возникают, в противоположность первым трем типам, вне всякой связи с горообразовательными процессами и встречаются редко.

Альпы являются примером складчатой зоны, где различаются претектонические, синтетектонические и посттектонические плутоны. К претектоническим плутонам относятся массивы основных пород, которые благодаря складчатости сильно изменены—потеряли следы первичных структур. Синтетектонические гнейсы и связанные с гнейсами граниты слагают мощные центральные плутоны и связаны с метаморфизованными юрскими и триасовыми осадочными породами. Плутоны имеют форму узко заостренных куполов. Наконец, к посттектоническим плутонам следует отнести плутоны южной и внутренней части складчатой зоны, прорезающие складки и покровы. К этому типу относится гранитный плутон Адамелло. Формирование всех этих плутонов было облегчено движением масс, слагающих эту складчатую область (движениями рамы). Движение рамы значительно облегчило

борьбу интрузии за пространство, здесь настоящей борьбы и не было. Процессы, в результате которых происходила складчатость, и позднейшие разрывы обуславливали, главным образом, приток магмы. Иначе обстоит дело с плутонами областей разломов и столовых гор.

По поводу терминов претектонический, синтетектонический и посттектонический необходимо заметить, что они не только употребляются в тех случаях, когда говорится о соотношениях между интрузиями и складкообразованием, но и вообще во всех случаях, когда речь идет о соотношениях между интрузией и тектоническими движениями какого-либо другого рода. С этой точки зрения возможны случаи, когда одна и та же интрузия будет, например, посттектонической по отношению к складкообразованию и синтетектонической по отношению к более позднему тектоническому разлому или надвику и т. д.

Как уже говорилось, большое количество различного типа плутонов описано А. А. Полкановым. В особенности большой интерес представляет структурный анализ синтетектонических плутонов. Так как интрузии совершались на большой глубине и рама была пластической и почти столь же подвижной, как и интродуцирующие магматические массы, структуры, возникающие при горообразовательных процессах в плутоне и в раме, обладают многими общими чертами.

Плутоны областей разломов и столовых гор

Плутоны этого типа встречаются несравненно реже, чем плутоны складчатых областей. Магматические массы при формировании плутонов данного типа обычно вынуждены преодолевать большое сопротивление рамы и завоевывать пространство. Эти плутоны имеют некоторое сходство с субвулканическими и вулканическими образованиями, с которыми они находятся в пространственной и вещественной связи. Такие плутоны располагаются на небольшой глубине.

В качестве примеров такого типа плутонов Г. Клоос приводит Эронго-плутон в Южной Африке, Бушвельдский плутон в Трансваале, плутоны района Осло. Возможно, что к этому типу плутонов следует относить большое количество плутонов Западной Европы. Хорошим примером плутонов разлома у нас в СССР может служить сложный плутон щелочных пород (Полканов и Елисеев, 1941).

Эронго-плутон в Южной Африке сложен гранитами, которые покоятся на основных и кислых покровах. Эронго-плутон представляет разветвленный гранитный массив, заключенный внутри и под грибообразным вулканическим образованием из мелафиров, порфиров и других пород. В некоторых местах сохранились корни гранитных интрузий.

Бушвельдский плутон в Трансваале занимает пространство в 30 тыс. км² и по площади является одним из самых больших плутонов в мире, хотя объем его при небольшой мощности не так уж велик. Интрузия началась с внедрения основной магмы и закончилась внедрением гранитов. Основные породы включают огромные количества платины и других металлов, поэтому Бушвельдский плутон хорошо изучен. У П. Вагнера в его книге „Платиновые месторождения Южной Африки“ приводятся прекрасные и подробные описания геологических структур этого плутона. Кровля этого плутона состоит из слоистых осадочных пород и эффузивных спутников и так тонка, что некоторые исследователи объясняли залегание гранитного ком-

плекса Бушвельдского плутона у самой поверхности и полнокристаллическое строение его только огромным количеством тепла, газов и большим объемом интродуцировавшихся масс.

Поучительными плутонами этого же типа являются плутоны района Осло в Норвегии. Плутоны соприкасались с поверхностными излияниями и внедрялись отчасти в них, отчасти в палеозойские осадочные толщи и в подстилающие их архейские гнейсы и кристаллические гнейсы. Пути для интродуцирующей магмы служили сплетения мощных разломов и трещин, из которых некоторые были выполнены разветвленными жилами, а некоторые известны как сбросы. Несмотря на то, что вещественный состав этих плутонов благодаря, главным образом, классическим работам В. Бреггера, изучен очень детально, форма плутонов и структура их исследованы до настоящего времени лишь в слабой степени. Некоторые из плутонов определяются как плоские пластообразные тела, залегающие очень полого, другие кажутся отвесными, уходящими на глубину и подобны вертикальным дайкам.

По петрографическому составу плутоны разломов и столовых гор обычно резко отличаются от плутонов складчатых областей. В первом случае имеют широкое распространение щелочные плутоны, в то время как плутоны складчатых областей сложены породами щелочноземельного типа.

ОСНОВЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Магматические тела являлись объектом изучения геологов всегда, начиная с начала развития геологических знаний. Попытки систематизации магматических тел делались неоднократно. С понятиями батолит, лакколлит, силл, шток, покров связаны определенные представления о форме магматических тел, о соотношении с вмещающими породами, о глубине залегания.

Генетическая систематика магматических тел возможна лишь на основе структурного анализа. До структурного анализа систематика магматических тел строилась на представлениях о морфологии и о тектонических причинах, обусловивших интрузию на глубину или излияние магмы на земную поверхность. Широко распространенным было мнение, что магма механически пассивно перемещается внутри земной коры под влиянием тектонических сил.

Было бы неправильным думать, что отдельные геологи не указывали на активную роль магмы до появления методов структурного анализа. Так, например, Л. фон-Бух в начале прошлого столетия указывал на активное действие магмы при горообразовательных процессах; такие же примерно идеи высказывались и другими учеными, но эти идеи не пользовались общим признанием.

Очень быстро после того, как появился опыт структурного изучения интрузивных тел, стали накапливаться факты, указывающие в некоторых случаях на активное поведение магмы, обусловленное внутренними (эндогенными) силами интрузии. Это обстоятельство потребовало пересмотра общераспространенных геологических представлений о магматических телах и о магматической деятельности.

За четверть века, прошедшие с тех пор, как появился структурный анализ, были сделаны попытки предложить основы систематики интрузивных тел Г. Клоосом в 1928, 1933 и 1936 гг., Болком в 1937 г.,

однако эти попытки не были основаны на глубоко принципиальных и совершенно новых представлениях, в корне отличающихся от старых представлений, в частности, о соотношениях между внутренними силами интрузии и внешними силами. Предлагаемые основы систематики также покоились главным образом на морфологических особенностях интрузивных тел, хотя следует отметить, что Г. Клоос и высказал в 1936 г. положение о равновесии между внутренними силами интрузии и противодействием вмещающих пород, не получившее отражения в предложенной им систематике.

Понадобилась глубокая и правильная оценка достижений структурного анализа, которую сделал акад. А. А. Полканов в своей работе „Основные положения генетической систематики интрузивных тел“ (1946 и в более поздних статьях), на основе которой только и можно было изложить основы генетической систематики интрузивных тел.

Следующие два основных положения лежат в основе генетической систематики интрузивных тел.

1. Каждое интрузивное тело, в целом, выражает состояние равновесия между внутренними (эндогенными) силами активной магмы, с одной стороны, и структурой и характером движений заключающей интрузивный массив рамы, с другой стороны.

2. Внутреннее строение каждой интрузии или ее отдельной части, возникшей в определенный этап формирования интрузивного массива, контролируется отношением периода процесса кристаллизации магмы к периоду внутренних движений и отношением к периоду одновременно с этим происходящих движений рамы.

Перейдем к рассмотрению факторов, перечисленных в первом положении, и их роли в генетической систематике интрузивных тел.

Активность магмы

Необходимо различать активность подкорковой и внутрикоревой магмы.

Вопрос об активности подкорковой магмы в настоящее время является дискуссионным. Одни геологи отрицают существование подкорковых течений магмы, другие, наоборот, доказывают, что движения подкорковой магмы существуют и с ними связаны движения и образование сложных структур земной коры.

В настоящее время, как указывает А. А. Полканов, накопилось много веских данных, говорящих в пользу активных сил подкорковой магмы, под влиянием которых происходят движения участков земной коры и, следовательно, создаются сложные структуры, а также происходит магматическая деятельность.

Активные силы подкорковой магмы проявляются по-разному при проявлении магматической деятельности в условиях платформы и складчатых поясов (кратогена и орогена).

Вопрос о существовании активности внутрикоревой магмы впервые возник почти два столетия тому назад и в настоящее время в свете данных структурного анализа находит подтверждение.

Можно различать следующие четыре типа активности магмы во внутрикоревых условиях.

1. Активное химическое действие магмы, контролируемое правилами физико-химии. Прекрасным примером подобного рода активности магмы могут служить мигматиты глубоких сечений складчатых (орогенных) поясов. Огромные геологические тела, сложенные мигматитами, следует называть мигматит-плутонами. В качестве производных процессов мигматизации появляются мигма-плутоны с их замечательной диапировой формой (диапир-плутоны).

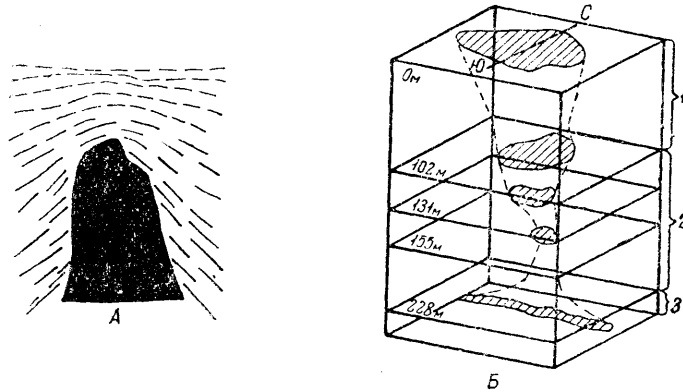


Рис. 18.

А. Диапировая дайка габбро-диабазы из Восточной Сибири (по Дзевановскому). Б. Связь диаметры кимберлита с трещинной интрузией—дайкой. Ю. Африка: 1. Свита Двика. 2. Диабазы и мандельштейны. 3. Кварциты (по Дю-Тойту).

2. Действие колонны поднимающейся магмы, вызываемое различием плотностей магмы и вмещающих пород. Так легкая гранитная магма может служить причиной образования своеобразных диапир-плутонов.

3. Гидростатическое давление магмы может служить причиной механической активности магмы. Примером может служить диапировая дайка траппа в Восточной Сибири, описанная Ю. К. Дзевановским (1941) и изображенная на рис. 18, А. Сюда же относятся лакколиты, силлы, бисмалиты и некоторые формы центральных интрузий (см. главу V).

4. Четвертым типом проявления внутренних сил магмы является действие, связанное с нарушением фазового равновесия в жидкой среде магмы. Уменьшающееся давление в колонне поднимающейся магмы может привести к выделению—вскипанию газовой фазы и последующему взрыву. Примером могут служить трубки взрыва, на глубине переходящие в дайки, в алмазоносных кимберлитах Южной Африки, судя по кернам буровых скважин. Таким активным действием магмы порождаются некии различного типа (рис. 18, Б).

Таким образом, на основании различного проявления активности магмы мы имеем возможность судить о различном генезисе интрузивных тел.

Различные типы внутренних сил магмы проявляются не с одинаковой интенсивностью на различных глубинах, что наряду с соответствующими петрографическими особенностями горных пород может служить мерилем глубинности образования отдельных интрузивных тел.

Если исключаются другие силы, то наиболее глубинными будут мигматит-, мигма- и диапир-плутоны. Среднее по глубине положение занимают интрузии, которые возникают при размещении магмы вследствие ее гидростатического давления. На сравнительно небольших глубинах располагаются интрузии, образование которых связано с нарушением фазового равновесия газовой-жидкой среды магмы.

В некоторых случаях различные проявления активности магмы могут осуществляться в различной степени, но одновременно.

Структура и движение рамы и интрузии платформы и складчатых областей

Действие активных сил магмы встречает противодействие со стороны окружающей рамы. Активные силы магмы, противодействие рамы, ее структура и характер движения определяют различные проявления интрузии в земной коре.

Структура и характер движений земной коры различны для складчатых и платформенных областей, для областей орогена и кратогена; отсюда возникает необходимость разделения интрузий на интрузии платформ и складчатых областей (поясов), независимо от того, имеем ли мы дело с областями континентов или океанических впадин.

Интрузии платформы

Следует различать одноярусную, двухъярусную и многоярусную структуру платформ. В случае одноярусной структуры платформа обладает сложной структурой и тектоникой и прикрывается несплошным покровом осадков верхнего яруса. Примером такой структуры платформы является Балтийский щит.

В случае двухъярусной структуры платформа сложена в нижней части из кристаллического цоколя и верхнего яруса небольшой мощности, сложенного осадочным палеозоем. Примером может служить Русская платформа.

Трехъярусная (или многоярусная) структура платформы характеризуется таким строением: внизу располагается цоколь из докембрия, на докембрии располагаются складчатые сооружения каледонид или герцинид, которые в свою очередь прикрываются слабо нарушенными, более молодыми осадочными толщами. Такой пример имеет место в Южной Норвегии.

Сооружения платформы являются непроницаемым панцырем для магмы, но в платформе имеются направления наиболее благоприятного распространения и размещения магмы: границы пластов и свит, анизотропная текстура пород, границы стратиграфических и особенно тектонических несогласий.

Непроницаемость сооружений платформы нарушается новыми движениями земной коры, которые облегчают проявление интрузивной деятельности и, с другой стороны, действием активных сил магмы.

Различаются четыре типа тектонических движений, нарушающих непроницаемость платформы и сопровождающихся магматической деятельностью.

1. Расколы большого регионального масштаба и движения по ним отдельных частей платформы.

2. Образование больших валов по терминологии А. П. Карпин-

ского, сопровождающееся растяжением их свода с образованием глубоких разрывов, по которым поступала в земную кору и на дневную поверхность базальтовая магма, что связано с активным действием подкоревой магмы.

Повидимому, образование гигантского свода и одновременных расколов растяжения в верхней части сопровождается возникновением в нижней части свода разрывов типа флексурных трещин, которые в соединении с разрывами растяжения в верхней части свода образуют пути, доступные для проникновения подкоревой магмы, движущейся под нижней частью свода по направлению касательной к земной коре (рис. 19, А).

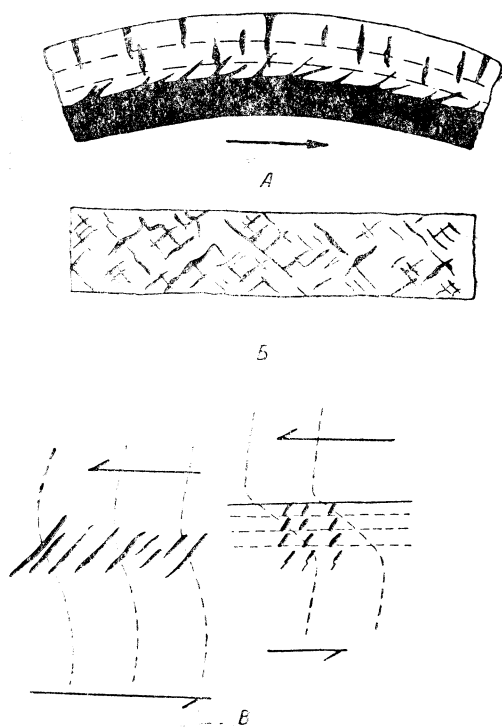


Рис. 19.

А. Образование свода и возникновение магматической деятельности. Стрелкой обозначено направление движения подкоревой магмы. Трещины разрыва и косые флексурные трещины (под углом 15–45° к нижней поверхности свода). Б. Схема расположения диагональных трещин. В. Слева схема образования флексурных трещин и синтетектонических сдвигов при тангенциальном напряжении — движении различного знака. Справа флексурные трещины-дайки разорваны главным сдвигом-сбросом рядом синтетектонических сдвигов (по Полканову).

заться перемещенными системой сдвигов.

При всех четырех типах тектонических движений платформы проводниками магмы из подкорového субстрата в земную кору, повидимому, являются дайки, различающиеся характером связи с различными типами движений.

Все эти трещинные интрузии возникают при условии растяжения земной коры, и поэтому кристаллизация магмы обычно происходит в условиях относительной пассивности рамы, гораздо реже встречаются исключения из этого правила. Поднимающаяся по открытым трещинам магма, механически активно воздействуя на вмещающие породы, нередко значительно видоизменяет первоначальную форму

3. Третий тип тектонических движений платформы тесно связан с движениями орогенных поясов и возникает при передаче тангенциального давления на прилегающие к складчатым поясам форлянды, в которых возникают диагональные расколы. По этим расколам происходит передвижение разделенных глыб и одновременно с этим — поднятие магмы из подкорového субстрата или из внутрикорových очагов (рис. 19, Б).

4. Четвертый тип тектонических движений платформы, сопровождающийся интрузивной деятельностью, изображен на рисунке 19, В. В двух соседних частях платформы возникают тангенциальные движения противоположного направления. На границе образуются вертикальные флексурные трещины, выполняемые дайками. Флексурные трещины и дайки, их выполняющие, в дальнейшем могут ока-

трещинной интрузии. Размещение магмы контролируется ее активным механическим воздействием на вмещающую раму и разнообразными типами структур и прочности различных ярусов платформы.

Интрузии складчатых поясов

Интрузии складчатых поясов или орогенов можно разделить на три типа: 1) проорогенные, 2) синоорогенные и 3) посторогенные.

Кроме того, различаются: а) интрузии складчатых поясов, не обладавших геосинклинальной подготовкой, и б) интрузии складчатых областей с геосинклинальной подготовкой.

1. Движения проорогенного периода характеризуются вертикальными перемещениями с наибольшей амплитудой погружения в геосинклиналях. Возникающие при этом растяжения приводят к разрывам земной коры и к интрузиям, сходным для платформенных областей. Примером могут служить карелиды Балтийского щита с дайками, силлами, лакколитами и т. д., каледониды и герциниды Западной Европы.

Проорогенные интрузии при последующих тектонических движениях обычно подвергаются деформации и метаморфизму.

2. Характер тектонических движений в синоорогенные эпохи для складчатых областей без геосинклинальной подготовки отличается от характера движений в складчатых областях с геосинклинальной подготовкой, поэтому синоорогенные интрузии первого типа резко отличаются от синоорогенных интрузий второго типа.

В складчатых поясах без геосинклинальной подготовки (передовые хребты и междугорья) во время процесса складкообразования горные породы твердого цоколя не способны к пластическим деформациям, в них возникают продольные расколы с перемещением отдельных глыб. В то же время верхний ярус осадочных пород подвергается пластическим деформациям при тангенциальных движениях, сопровождающихся нередко разрывами и надвигами.

Интрузивная деятельность в таких случаях возникает довольно редко. Магма поступает в расколы нижнего яруса, и ее движение и размещение определяются механической активностью магмы и сопротивлением вмещающих пород. При проникновении же магмы в верхний ярус ее движение и размещение контролируются пластическими деформациями пород верхнего яруса. Проявление активности магмы происходит в незначительных масштабах и возрастает по мере увеличения магмы.

Особенно наглядно проявляется механическая активность магмы, а именно ее гидростатическое давление, в случаях размещения ее на границах больших стратиграфических или тектонических несогласий между цоколем и верхним ярусом покровных образований. Примеры плутонов подобного типа известны в Западной Европе и, повидимому, в Казахстане.

Наиболее сложные и разнообразные проявления интрузивной деятельности имеют место в синоорогенных интрузиях в складчатых поясах с геосинклинальной подготовкой.

Во время процессов складкообразования в складчатых поясах с геосинклинальной подготовкой, как в верхнем пластическом ярусе, так и в нижних ярусах, вследствие происходящих здесь процессов ультраметаморфизма имеют место пластические деформации и тек-

тонические движения охватывают все толщи, становятся сквозными, стирая нередко границы между ярусами.

Способ проникновения магмы в толщи земной коры при таких движениях не совсем еще ясен. Высказывается предположение, которое проще всего изобразить схематическим рисунком (рис. 20). При глубоком погружении геосинклинального трога в перidotитовый пояс

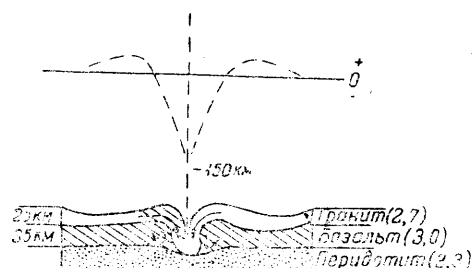


Рис. 20. Механизм глубокого геосинклинального погружения (по Хессу).

земного шара перidotитовая магма выдавливается кверху, что служит причиной интрузий ультраосновной магмы. Таким же путем может происходить и выдавливание гранитной или базальтовой магмы.

Малые массы магмы, проникая в земную кору, сами участвуют в общих движениях и в тех же направлениях, в каких осуществляются пластические деформации пород складчатого комплекса. Ввиду большей податливости по сравнению с окружающими пластическими массами пород рамы интрузии подвергаются более интенсивным деформациям, вследствие чего возникают так называемые первично-гнейсовые фации интрузивных горных пород. В случаях же огромных количеств интрузирующей магмы движение магмы способно влиять на характер и направление движений рамы.

Предполагают, что в таких условиях универсальных движений при различной податливости деформациям магматических масс и пластических масс рамы возникают интрузии офиолитов основной магмы и гранодиоритов в геосинклинальных поясах орогена. Если масса интрузирующей магмы невелика, происходит образование бескорневых факолитов, не только приуроченных к геосинклиналям, но и перемещающихся в тектонические покровы в виде живых (не отвердевших) или мертвых (отвердевших) интрузивных тел.

При возрастающей активности магмы и увеличивающейся интенсивности процессов метаморфизма горных пород рамы могут возникнуть синкинематические (одновременные с движениями) мигматит-плутоны, продольные согласные и без видимого согласия мигма-плутоны и, наконец, поздние и послерогенные диапир-плутоны. Примеры таких интрузий известны для глубоких сечений докембрия Финляндии. В таких условиях может происходить региональная гранитизация и ультраметаморфизм.

Но даже в условиях ультраметаморфизма при очень высокой пластичности пород различных геологических комплексов и региональной гранитизации не все породы рамы имеют одинаковую податливость к пластическим деформациям, вследствие чего характер движений отдельных геологических слагаемых становится различным и в менее пластических породах возникают разрывы, приводящие к будинаж-структурам и перистым трещинам (рис. 21, А).

В полостях этих разрывов иногда образуются бескорневые „интербудинажные“ плутоны и перистые дайки, выполненные пегматитовой магмой, что, например, наблюдается в различных районах Балтийского щита. При более крупных размерах будин (четок) возникают своеобразными

разные будинаж-плутоны или мертвые плутоны (рис. 21, Б) (например, друзиты Е. С. Федорова).

3. В позднеорогенную и послерогенную эпохи непроницаемость панцыря складчатых поясов как без геосинклинальной подготовки, так и с геосинклинальной подготовкой может нарушаться новыми тектоническими движениями.

Различаются два типа движений: вертикальные движения и тангенциальные движения. Движения первого типа сопровождаются раз-

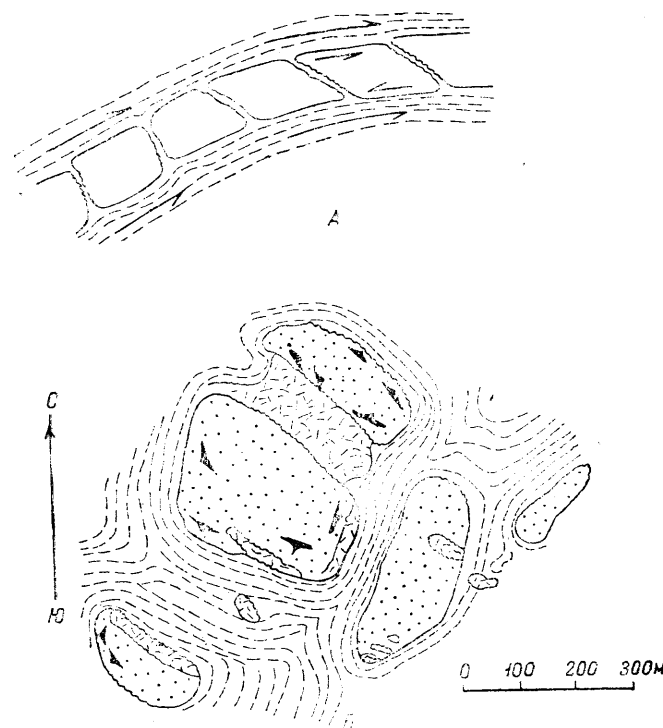


Рис. 21.

А. Схема образования будинаж-структур и перистых трещин в пластообразной залежи менее пластичного амфиболита среди мигматитов-гранитизированных гнейсов. Б. Мертвые будинаж-плутоны друзитов и интербудинажные плутоны пегматитов. Штрихи—мигматиты; точки—друзиты, палочки—пегматиты (по Судовикову и Полканову).

рывами и интрузивной деятельностью, весьма сходными с характером разрывов и интрузивной деятельности в платформах, т. е. при относительной пассивности рамы.

При горизонтальных движениях продолжающиеся тангенциальные напряжения эпохи складчатости приводят не к возникновению складчатых структур, а к поперечным разрывам складчатых цепей и движениям по ним разделенных частей. Глубокие разрывы служат путями поднятия и движения магмы. Возникают так называемые поперечные плутоны, в которых магма кристаллизуется то при относительной пассивности, то при активном воздействии рамы. Размещение интрузии контролируется возрастающей кверху активностью магмы и структурой рамы.

Последующее разделение интрузивных массивов

Таким образом факторами, являющимися основой для генетической систематики интрузивных тел, являются активность магмы, структура и характер движений рамы.

Дальнейшее разделение можно производить на основании ряда морфологических признаков, как это предложил Г. Клоос (1928).

I. Форма

1. Интрузивные массивы вообще, округлые, штокообразные, древовидные, ветвистые.

2. Ареальные плутоны—интрузивы без определенных очертаний и большей частью огромных размеров. Сюда относится часть фенноскандинавского, украинского, канадского, среднеафриканского и других интрузивов, т. е. многие архейские интрузивные массивы.

3. Периклинальные плутоны—большие массивы со стенками, наклоненными от массива. Сюда же относятся антиклинальные батолиты и куполообразные плутоны, плутоны гнейсо-гранитных областей, а также мелкие штоки (боссы) и некоторые лакколиты.

4. Синклинальные плутоны. Примеры—Седбери и Бушвельдский лополиты. Сюда же относятся воронкообразные тела.

5. Вертикальные плутоны с отвесными или круто наклоненными стенками. Сюда относятся пограничные плутоны, вертикальные линзы, гарполиты, многие штоки, акмолиты и почти все дайки.

6. Горизонтальные плутоны—пластовые жилы или силлы, плоские штоки или плиты, большая часть собственно лакколитов и факолитов. Сюда же относятся, очевидно, образования типа линз со сводообразными нижней и верхней сторонами.

II. Относительная величина (резкое разделение невозможно)

1. Плутоны первой величины или порядка: интрузивные массы огромного регионального распространения, аналогично интрузивным массам Бушвельда, Адамелло, гранодиоритами Западной Америки, или слагающие иногда целые большие глыбы или крупные и цельные структурные единицы.

2. Плутоны второй величины: массивы, слагающие части больших глыб, располагающиеся на их границах в виде цепей (саксонские сиениты, лакколит района Осло).

3. Плутоны третьей величины: бесчисленные мелкие тела, распространенные в области, штоки, многие лакколиты высокой зоны и большинство даек.

III. Отношение к тектоническому строению

1. Ядерные плутоны, располагающиеся целиком внутри одного геологического комплекса.

2. Пограничные плутоны: межформационные лакколиты на границе кристаллического основания и осадочных формаций или на границе двух различных геологических комплексов.

3. Трещинные плутоны.

IV. Отношение к тектоническим движениям

1. Атектонические (в нескладчатых областях или без связей с соседней более древней и одновременной тектоникой).

2. Претектонические.

3. Синтектонические:

а) одновременные со складчатостью,

б) одновременные с образованием разломов.

4. Посттектонические (без следов раздавливания, осланцевания и т. д.).

V. Тектонические фации пород

1. Гнейсовые плутоны—собственно гнейсы третьей зоны глубинности.

2. Гнейсо-гранитовые и гранито-гнейсовые плутоны. Параллельно-струйчатые или сланцеватые граниты. Первичная магматическая тектоника частью перекрывается вторичными и параллельно расположенными явлениями, как-то: протоклазом и катаклазом и реже бластезом.

3. Гранитные плутоны с явлениями течения, с линейными текстурами или кажущимся отсутствием явлений течения и правильно расположенной системой разломов. Главное поле развития „гранитной тектоники“. Иногда сланцеватость, вызванная катаклазом; кристаллобластез редок.

VI. Внутренняя тектоника плутона

1. Несамостоятельная тектоника—с элементами параллелизма с границей контакта.

2. Автономная тектоника:

а) с куполообразным строением,

б) с воронкообразным строением,

в) с цилиндрическим строением.

VII. Отношение контакта к тектонике окружающих пород

1. Конкордантное (согласное).

2. Аккордантное (кажущееся согласие).

3. Дискордантное (несогласное):

а) при механическом прорывании (взрыв),

б) при пользовании дискордантными границами,

в) при проплавлении.

VIII. Отношение внутренней тектоники к контакту

1. Конформное (согласное):

а) с вещественным контактом (слоистость и т. д.),

б) с динамическим контактом.

2. Дисконформное к контакту (несогласное).

IX. Отношение внутренней тектоники к внешней

1. Гармоничное (согласное).

2. Дисгармоничное (несогласное).

Кроме того, важно разделение, как это предлагает делать Полканов, на интрузивные тела, не имевшие сообщения с дневной поверхностью—собственно плутоны, и тела, сообщавшиеся с дневной поверхностью или составлявшие нижнюю интрузивную часть вулканического аппарата—вулкано-плутоны.

Принимая во внимание, что многие интрузивные тела формировались в результате неоднократного пароксизма интрузивной деятельности, следует различать однофазные интрузивные тела-плутоны и вулкано-плутоны от многофазных.

В свою очередь многофазные интрузивные тела подразделяются на многократные, если состав магмы в различные фазы интрузии почти не менялся, и сложные, в которых интродировала магма различного состава.

Наконец, следует характеризовать интрузивную деятельность в том или ином районе по относительной геологической значимости совокупности одних типов интрузий среди совокупностей других типов одного и того же магматического цикла.

Для пояснения приведем пример. В Шотландии в эпоху альпийской платформы происходила интенсивная интрузивная деятельность, в результате чего формировались рои даек большой протяженности и центральные интрузии (см. главу V). При взгляде на геологическую карту (см. рис. 65) можно оценить первостепенную геологическую значимость совокупности первого типа интрузий по сравнению со вторым. Совсем другое наблюдается на территории Балтийского щита. Здесь интрузии центрального типа имеют исключительно преобладающее значение.

Разделение интрузивных тел по соотношению между внутренним строением интрузии и внутренними и внешними движениями

Такое разделение производится согласно второму основному положению: „внутреннее строение каждой интрузии или ее отдельной части, возникшей в определенный этап формирования интрузивного массива, контролируется отношением периода процесса кристаллизации магмы к периоду внутренних движений и отношением к периоду одновременно с этим происходящих движений рамы“.

Кристаллизация магмы в каждую фазу интрузии может начаться и происходить после выполнения камеры магмой, или происходить в течение процесса выполнения камеры.

В первом случае движения не будут отражаться на кристаллизации и не будет возникать структур течения, столь характерных для анизотропии интрузивных массивов второго рода.

Интрузии разделяются на следующие группы:

1. Первично-прокристаллические, в которых движение магмы предшествовало ее кристаллизации.

2. Первично-паракристаллические, в которых движение магмы и ее кристаллизация совершаются одновременно.

В первично-прокристаллических интрузиях структура и текстура пород формируется вне зависимости от движений рамы (если эти движения происходили и прекратились до кристаллизации магмы).

Первично-паракристаллические интрузии разделяются на:

а) интрузии или фазы интрузий эндосинкинетические, когда имело место только движение кристаллизующейся магмы, рама же была пассивной;

б) интрузии или фазы интрузии пансинкинетические, когда движение кристаллизующейся магмы сопровождалось движением рамы.

3. Третий тип интрузий, когда движения рамы продолжаются после раскристаллизации магмы, можно назвать посткристаллическим.

Первично-прокристаллические интрузии или фазы обладают гранитными структурными фациями пород и могут подразделяться на два типа:

а) недифференцированные и

б) дифференцированные интрузии.

Дифференциация может происходить, например, вследствие оседания более тяжелых минералов и поднятия (всплывания) относительно более легких.

В случае недифференцированных интрузий интрузивные тела изотропны.

По отношению расположения анизотропных структур в пространстве дифференцированные первично-прокристаллические интрузии можно разделить в свою очередь также на группы:

а) с автономной и несогласной геологической структурой, независимой от границ интрузивного тела, и

б) с неавтономной или согласной геологической структурой, согласной поверхности контакта (некоторые силлы, лополиты и т. д.).

Трещинная тектоника всех первично-прокристаллических интрузивных тел не связана ни с внутренними движениями, ни с внешними (движениями рамы) и зависит от явлений стяжения при охлаждении.

Интрузии первично-прокристаллические и эндосинкинетические обычно обладают гранитной структурной фацией пород. Гнейсовая структурная фация возникает редко, например, вследствие большой вязкости магмы в краевых быстрее охлаждающихся частях интрузии при давлении вновь поступающей магмы.

Текстура пород анизотропная и интрузивные тела анизотропные.

В зависимости от расположения ориентированных текстур к границам интрузивного массива можно различать:

а) интрузии с автономной, несогласной геологической структурой и

б) интрузии с неавтономной геологической структурой, согласной с формой контактной поверхности.

В свою очередь эти интрузии подразделяются на дифференцированные и недифференцированные.

Трещинная тектоника всех первично-паракристаллических эндосинкинетических интрузивных тел является эндосинкинетической. Закономерность в расположении систем первичных трещин находится в строгой связи с первичными структурами течения.

Интрузии первично-паракристаллические и пансинкинетические обладают гнейсо-гранитной и гнейсовой структурными фациями пород.

Текстуры пород анизотропные—гнейсовые и гнейсогранитные, сами интрузии также анизотропны. Их внутренняя геологическая структура в большинстве случаев не автономная (согласная с границей плутона), но может возникать и частичная ее автономность.

Здесь также различаются недифференцированные и дифференцированные интрузии.

Трещинная тектоника таких интрузий эндо- и экзосинкинетическая, т. е. анизотропная, выражающаяся в закономерном расположении трещин, может зависеть как от внутренних, так и от внешних движений (движений рамы).

Движения рамы, продолжающиеся и после окончания магматической деятельности или формирования интрузивного тела или возникшие в другую, более молодую геологическую эпоху, могут привести к различным изменениям первоначального интрузивного тела и к возникновению вторичных так называемых наложенных структур.

Примером могут служить проорогенные интрузивные тела, интрузивные тела, расчлененные тектоническими разрывами или зонами тектонитов. Расчленение тела интрузии может сопровождаться передвижениями отдельных его частей, при которых в одних случаях интрузивное тело сохраняется как одно целое, в других случаях расчленяется на части, не связанные между собой (возникновение будинаж-плутонов).

Если в горных породах такого мертвого плутона происходят дифференциальные движения по отдельным зонам или во всей массе интрузивного тела, то они метаморфизуются.

Трещинная тектоника всех мертвых интрузивных тел является экзосинкинетической.

Отвечая на вопросы, которые ставятся при изучении интрузивных тел, геолог находит положение изученного тела в генетической систематике интрузивных тел и вместе с тем устанавливает связь между интрузией и геологическими процессами, происходившими в земной коре во время интрузии.

Такая систематика позволяет наиболее полно осветить те вопросы, которые ставятся и разрешаются в частности в петрологии.

СТРУКТУРА МАССИВОВ С КУПОЛАМИ И СВОДАМИ

Р. Болк в своей работе (1937), являющейся полезным руководством по структурному анализу интрузивных массивов, при описании структурных узоров в различных плутонах выделяет в особую группу так называемые массивы. Под массивами Р. Болк рассматривает интрузивные тела умеренных размеров. Наиболее типичные размеры массивов от 16 до 32 км в поперечнике.

Знакомство с интрузивными массивами, имеющими куполообразную и сводообразную форму кровли, представляет некоторый интерес.

Принимая во внимание текстуры течения, можно наметить следующие типы массивов:

1. Массивы, в которых слои течения образуют купола (купола из слоев течения).

2. Массивы со сводами (арками) слоев течения.

3. Массивы с куполами линий течения.

4. Массивы со сводами линий течения.

5. Массивы с неполным сводом линий течения.

На рис. 22 схематически показаны структуры этих типов плутонов.

Массивы с куполами слоев течения или полосатых шпиров

В массивах этого типа слои первичной полосатости образуют, как показывает название, одно или несколько куполообразных вздутий. Примером таких массивов может служить гранитный массив Исполиновых гор в Силезии, где линии течения наблюдаются спорадически,

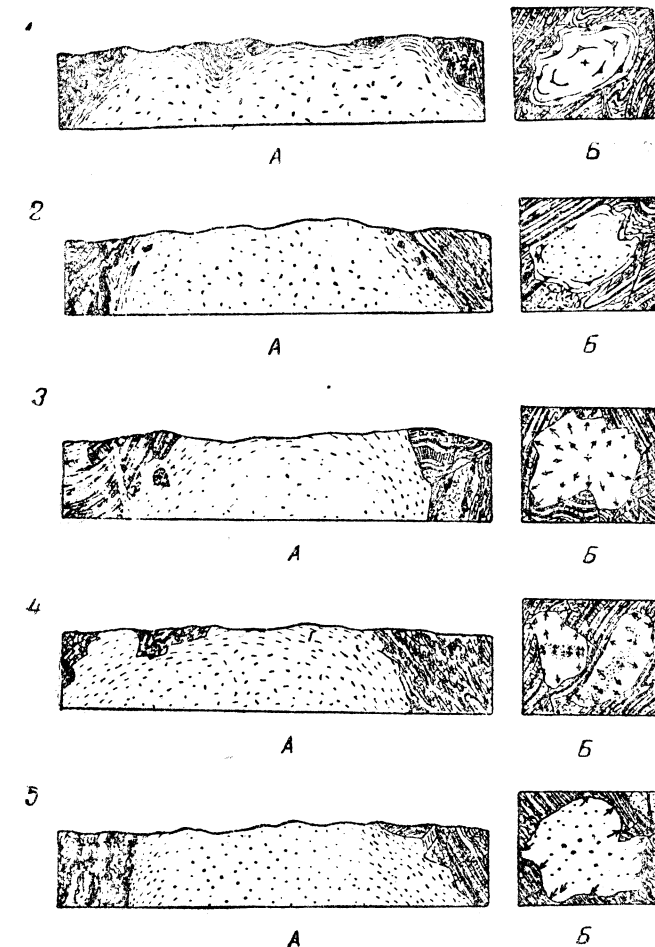


Рис. 22. Идеальные структурные типы массивов (по Болку). А. Разрез. Б. План. Соотношения между А и Б схематические. 1. Купола полос течения. 2. Свод полос течения (центр из массивных пород). 3. Купола линий течения (неизвестный до сих пор тип). 4. Своды линий течения. 5. Неполный свод линий течения.

и Дартмурский гранитный плутон, где вместе с первичной полосатостью наблюдаются хорошо выраженные линии течения.

Гранитный плутон Исполиновых гор имеет в длину 67 км и вытянут в западо-северо-западном направлении. Ширина плутона до 20 км. Граниты содержат вкрапленники плагиоклаза до 5 см. Полосатые шпиров обогащены слюдой. На рис. 23 изображена в схематическом обобщенном виде структурная карта плутона Исполиновых гор.

Намечается, судя по залеганию первичной полосатости, два куполообразных вздутия в северо-восточной и юго-западной частях плутона.

Полосатость наиболее хорошо выражена у контактов; она образовалась во время движения магматических масс вдоль поверхности контакта. Куполообразные вздутия образовались в результате гидро-

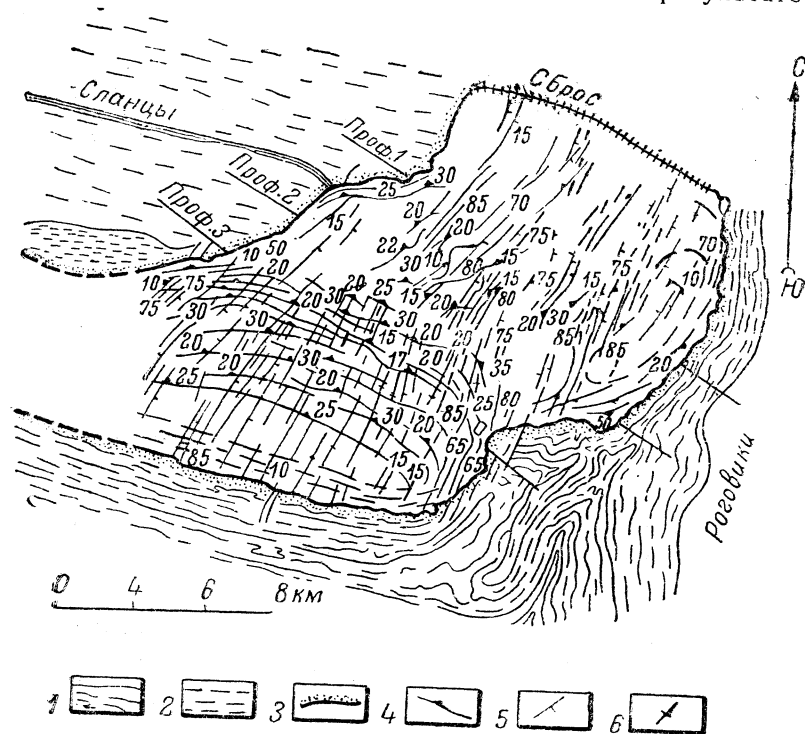


Рис. 23. Схематизированная структурная карта гранитов Исполиновых гор (по Г. Клоосу).
1. Гнейсы. 2. Сланцы. 3. Контакт. 4. Полосы течения. 5. Трещины растяжения. 6. Дайки порфира (вертикальные).

статического давления магмы, что указывает на то, что магма завоевывала себе пространство; в результате давления магмы камера расширялась, и поэтому возникли куполообразные вздутия. Явления ассимиляции при формировании плутона роли не играли, доказательством чему служат резкие контакты плутона с вмещающими породами, угловатые формы ксенолитов, отсутствие явлений оплавления и ассимиляции у ксенолитов.

Массивы со сводами (арками) слоев течения

Примером такого типа может служить Сиерра-Невада-плутон, один из обширнейших плутонов в США. За последнее время этот плутон в течение нескольких лет изучался Э. Клоосом. Опубликовано несколько предварительных очерков. Монография с результатами окончательных исследований пока не закончена. Плутон занимает обширную площадь около 5000 км² и имеет вытянутую в северо-

западном направлении форму. Вся эта площадь покрыта хорошей геологической съемкой.

На рис. 24 схематически изображен разрез этого плутона. Плутон сформировался в несколько фаз интрузии и имеет сложное строение. Начиная с периферии плутон слагают: 1) наиболее древние монцониты, 2) гранодиориты и 3) занимающие центральную часть его гранит-порфиры. Плутон имеет симметричное строение.

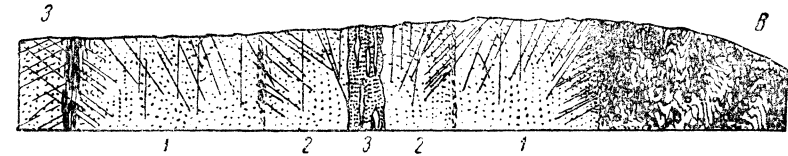


Рис. 24. Схематизированный разрез через восточную часть Сиерра-Невада-плутона (по Э. Клоосу).
1. Кварцевые монцониты. 2. Гранодиориты. 3. Гранит-порфиры.

Контакты его с вмещающими породами крутые. Кроме первичной полосатости, в плутоне наблюдаются линии течения, располагающиеся параллельно поверхностям слоев полосатости.

Замечательной особенностью описываемого плутона является наличие первичных краевых гнейсов.

На блок-диаграмме (рис. 24) изображен разрез через краевую часть плутона. Как уже неоднократно отмечалось, ориентированное расположение минералов и шлиров становится тем отчетливее, чем ближе к контакту это явление наблюдается. Это особенно хорошо заметно на таблитчатых и пластинчатых минералах. Около контакта минералы обнаруживают следы разломов и разбиты трещинками, причем нередко отдельные обломки смещены один по отношению к другому на некоторое расстояние. Явления катаклаза в некоторых случаях сопровождаются перекристаллизацией. В случае более интенсивных явлений катаклаза и перекристаллизации возникают краевые гнейсы.

В плутоне Сиерра-Невада мощность краевых гнейсов у контактов с вмещающими породами равна 600—800 м, а местами и больше. По мере удаления от контакта к центру массива гнейсы постепенно переходят в граниты. В экзоконтакте также наблюдается зона рассланцованных и перекристаллизованных пород. Особенно эффектные явления расланцевания наблюдаются у контакта плутона с конгломератами. Помимо расланцевания конгломератов, гальки в конгломератах, имеющие в удалении от контакта круглую форму, приобретают вблизи контакта иногда удлиненную, сигарообразную форму.

Краевые гнейсы пересекаются краевыми трещинами, по которым нередко происходят взбросы, что хорошо видно на рис. 25.

Наличие гнейсовых фаций в краевых частях и отсутствие их в центральных частях плутона можно объяснить только лишь следующим образом. Краевые гнейсы представляют собой наиболее рано застывшие краевые части плутона. Под влиянием интенсивного гидростатического давления изнутри массива из-за напора поднимавшейся магмы происходило давление на вмещающую плутон раму. Это давление, имевшее место во время и после застывания пород краевой части плутона, и служило причиной возникновения краевых гнейсов.

Так как этот процесс совершался в течение длительного периода времени, то ничего нет удивительного в том, что породы рамы у непосредственного контакта с плутоном были в значительной степени прогреты и реагировали одинаково с краевыми частями самого плутона, вследствие чего и возникали интенсивно рассланцованные и перекристаллизованные своеобразные контактные породы — сланцы. Общая мощность краевых гнейсов и зоны рассланцованных ро-

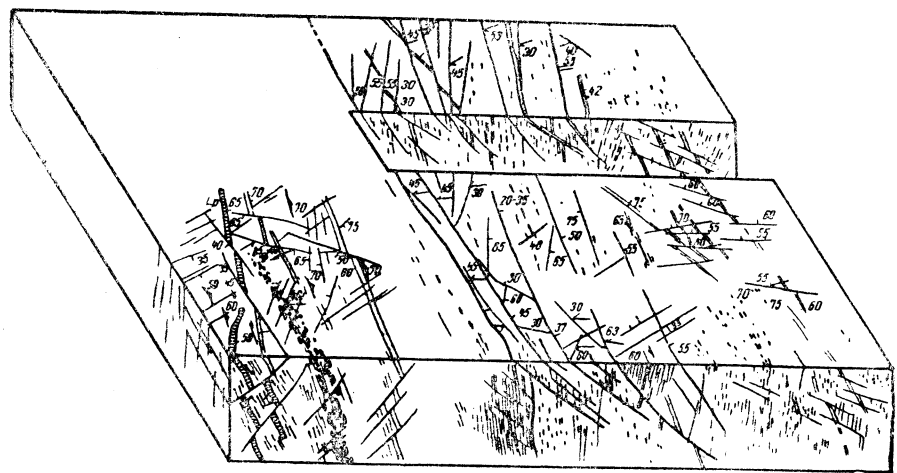


Рис. 25. Блок-диаграмма западного контакта Сиерра-Невада в Калифорнии. Справа — гранодиориты, слева — вмещающие породы. Во вмещающих породах — рассланцованные конгломераты. В плутоне вдоль контакта — мощная зона краевых гнейсов (по Э. Клоосу).

виков достигает местами, по данным Э. Клооса, двух километров. Так как рассланцованные роговики и приконтактные гнейсовые фации самого плутона приурочены в своем залегании к контактам плутона с вмещающими породами, то возможно только одно объяснение причин возникновения этих пород, а именно то, что краевые гнейсы и зона рассланцованных роговиков возникли не вследствие какого-то регионального давления, т. е. внешних причин, а из-за причин внутренних. Гидростатическое давление магмы и пассивное сопротивление рамы послужили причиной возникновения первичных гнейсов и рассланцованных роговиков. Таким образом, краевые гнейсы могут служить примером первичных гнейсов, возникающих одновременно с формированием плутона, а не после интрузии.

С таким объяснением согласуется и наличие широко распространенных краевых трещин и взбросов, которые возникли вследствие того, что формирование плутона сопровождалось расширением камеры в результате большой активности внутренних сил интрузии. Таким образом, на примере краевых гнейсов мы имеем яркую иллюстрацию необычайной интенсивности внутренних сил интрузии.

Массивы с куполами линий течения

Этот тип плутонов возможен теоретически. На практике до сих пор ни одного примера такого типа встречено не было.

Массивы со сводами линий течения

Число примеров таких плутонов невелико, что объясняется, с одной стороны, малой изученностью их, а с другой — слабо выраженными текстурами течения. Иногда линейные текстуры течения удается обнаружить лишь после тщательных наблюдений в каменоломнях.

Остановимся на краткой характеристике нескольких плутонов этого типа и на сопоставлении их структурных особенностей.

Штреленский гранитный плутон в Силезии имеет удлиненную в северо-северо-западном направлении форму и размеры около 40 км в длину и примерно 11 км в ширину (рис. 26). Детально изученный благодаря искусственным обнажениям в каменоломнях, на которых очень хорошо видны элементы первичной структуры этого плутона, участок Штрелен изображен на рис. 7.

Вдоль контакта с вмещающими породами наблюдается большое количество ксенолитов из окружающих гнейсов. Во вмещающих породах наблюдается большое количество даек и гранитных апофиз. Характерно, что параллельно-линейные текстуры располагаются поперек длинной оси плутона. Линии течения очень пологие — горизонтальные в центральной части плутона и наклоненные под углами от 15 до 25° в сторону от плутона в периферической части его.

Структура плутона Барре в Вермонте (США) схематически изображена на рис. 27. Здесь имеется несколько самостоятельных небольших интрузивных тел или плутонов тонкозернистых гранитов. Контакты очень хорошо обнажены благодаря наличию большого количества каменоломен. Небольшие плутоны имеют северо-восточное удлинение, параллельное простиранию вмещающих пород (филлитов), и наклонены в сторону падения филлитов под углом 50—75°. В гранитах хорошо видны линии течения, располагающиеся вдоль удлинения плутонов, как это показано стрелками на схематической структурной карте. Линии течения в каждом маленьком плутоне образуют арки, изгибающиеся вдоль длинной оси плутона.

При сравнении структуры плутона Барре (вернее, системы плутонов) со структурой Штреленского плутона обращает внимание следующее. В Штреленском плутоне имеется один свод, вытянутый вдоль длинной оси плутона. В системе мелких плутонов гранитной интрузии Барре имеется система сводов, оси которых располагаются поперек удлинения каждого из таких плутонов. Можно предположить, что в Штреленском плутоне действовали внутренние

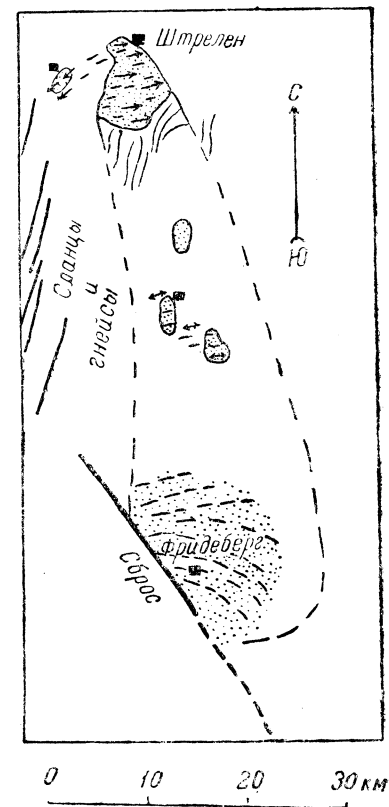


Рис. 26. Схематическая карта гранитов плутона Штрелен-Фридеберг, Силезия (по Г. Клоосу).

силы, равномерно распределенные в теле плутона. В результате этих сил и возникла структура плутона, автономная и вполне независимая от структуры вмещающей рамы. В системе мелких плутонов Барре каждый из плутонов имеет собственный продольный свод в противоположность единому поперечному своду Штреленского плутона. Каждый из мелких плутонов гранитной интрузии Барре вел себя вполне самостоятельно. Вероятно, все эти тела возникли за счет общего интрузивного очага; в период интрузии каждый индивидуальный

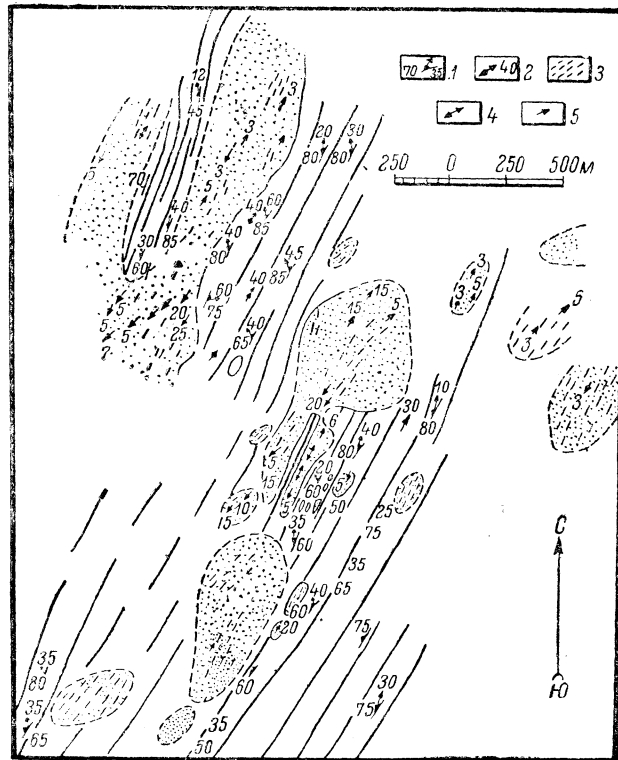


Рис. 27. Схематическая карта гранитов района Барре в Вермонте (по Болку).

1. Простирание и падение филлитов; стрелками обозначен линейный параллелизм. 2. То же самое в вертикальных слоях. 3. Проекция линий течения в гранитах. 4. Горизонтальные линии течения. Наклонные линии течения. Густой пунктир обозначает участки меланократового гранита.

плутон продолжал свой путь (эволюцию) во вмещающих породах самостоятельно, о чем убедительно говорит структура каждого плутона.

На вопрос, почему в одних случаях наблюдаются продольные, а в других — поперечные своды, в настоящее время ответить затруднительно; вероятнее всего, что в одних случаях сопротивление вмещающих пород было наиболее слабым в одном направлении, и в этом направлении наиболее легко осуществлялось растяжение рамы и интрузивных масс. В другом случае это направление располагалось перпендикулярно первому. В частности, включающие интрузию филлиты сами по себе обладали способностью к растяжению вдоль простирания сланцеватости, с которым совпадает удлинение плутонов и про-

стирание линий течения. Таким образом, вследствие совпадения направлений растяжения во вмещающих породах и в породах плутона в результате активности магмы и возникли продольные своды линий течения в плутонах.

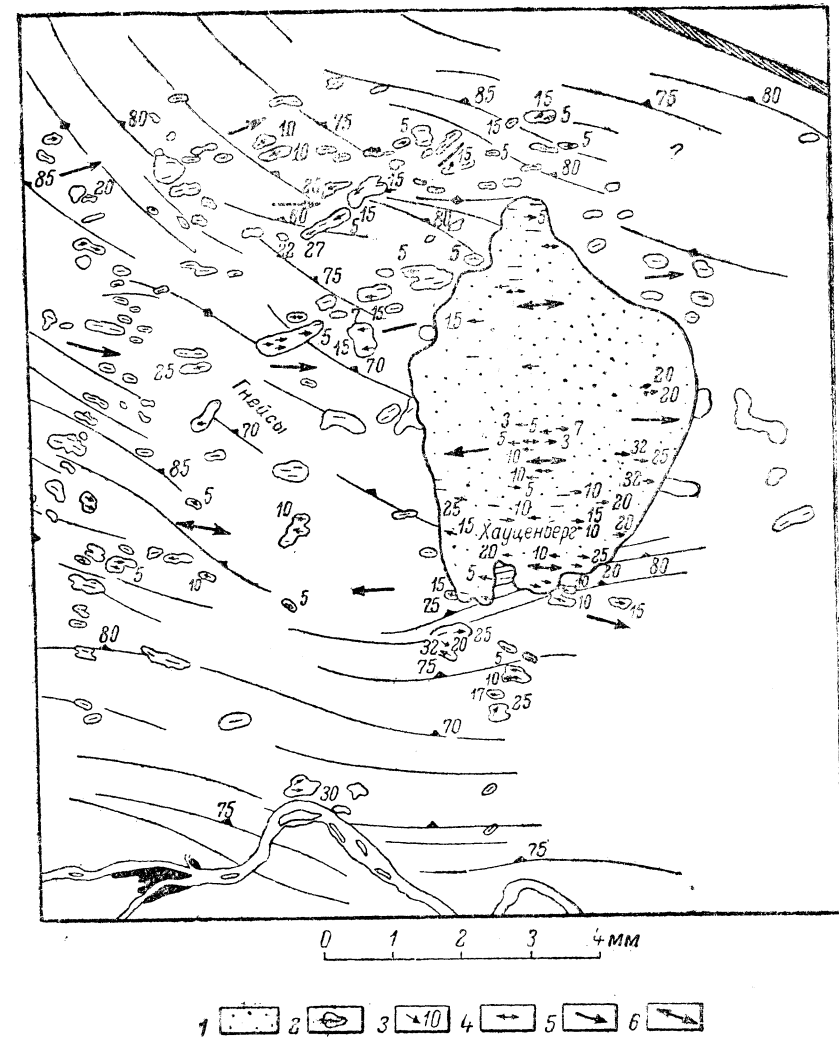


Рис. 28. Структурная карта дискордантного плутона в Баварии (по Г. Клоосу).

1. Среднезернистые граниты. 2. Участки тонкозернистого гранита, сиенита и диорита. 3. Линии течения. 4. Горизонтальные линии течения. 5. Обобщенные линии течения, горизонтальные. 6. Наклонные линии течения.

На рис. 28 изображена структурная карта одного из Пассаусских гранитных массивов в Баварии. Как показывает карта, простирание гнейсов от широтного до северо-западного; в том же направлении наблюдается «штрекунг» (линейное расположение минералов) в гнейсах. Гранитный массив вытянут в меридиональном направлении. Линии течения имеют широтное простирание и образуют свод, в центральной части они лежат горизонтально, а по краям плутона наклонены под углами

15—30° в сторону от массива. Таким образом, здесь имеется поперечный свод, аналогичный тому, который наблюдался в Штрелейском плутоне. Южная часть плутона подстилается вмещающими гнейсами, в то время как в северной части его контакт наклонен под гнейсы, и в этом же месте имеются линии течения меридионального направления. Такая структура плутона объясняется, по Клоосу, следующим образом. Линии течения в северной части плутона указывают на близость выводного канала интрузии, что говорит о движении магмы с севера на юг. При этом движении, под влиянием напора магмы и активного воздействия ее на окружающие породы, происходило растяжение камеры в направлении, перпендикулярном главному движению медленно движущихся магматических масс, вследствие чего и образовался свод.

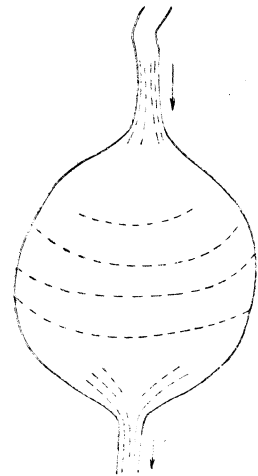


Рис. 29. Расположение хлопьев пены в узкой и расширяющейся части ручья.

В других плутонах также, оказывается, иногда можно наблюдать, что в местах, близких от выводного канала, направление линий течения совпадает с направлением главного течения, а по удалении от выводного канала простираение этих линий перпендикулярно направлению главного течения. Эти соотношения между направлениями главного и локального течений можно, по мнению Р. Болка, наблюдать в горном ручье. В том месте, где ручей течет быстро, движущиеся хлопья пены имеют удлиненную форму в виде лент, вытягивающихся в направлении течения ручья, а там, где русло расширяется и течение замедляется, хлопья пены вытягиваются уже в направлении, перпендикулярном главному течению. В том же месте, где русло ручья сужается, там опять хлопья пены двигаются параллельно направлению течения (рис. 29). Такие же соотношения можно наблюдать при экспериментах с асфальтом, чугуном, тестом, льдом.

До сих пор рассматривались только структуры течения в массивах, что же касается первичных трещин, то они наиболее хорошо бывают выражены в том случае, когда имеется выпуклость свода.

Глава IV

ПЛУТОНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Проявления вулканической деятельности и механизм вулканических действий можно наблюдать непосредственно, и поэтому при изучении следов древних вулканов мы можем, сравнивая их со следами современных вулканов, восстановить историю вулканической деятельности в прошлые геологические эпохи. Подземно-вулканическая деятельность, или плутонизм, не может быть наблюдаема непосредственно. Наиболее полное представление о плутонической деятельности можно составить лишь по следам этой деятельности, наиболее ценными из которых являются элементы внутренней структуры.

По степени интенсивности действующих сил и по масштабам движущихся масс плутоническая деятельность в значительной степени превосходит вулканическую. Для вулканизма характерны внезапные проявления, вспышки, сменяемые затем периодами покоя. В этом отношении плутонизм также отличается от вулканизма продолжительностью действия и отсутствием внезапных проявлений. Вулканическая деятельность характеризуется выделением больших количеств газов, которые нередко служат причиной взрывов. Плутоническая же деятельность характеризуется тем, что газы удерживаются в магме, взрывов же, ввиду очень большого внешнего давления, превышающего внутреннее давление в магме, не происходит.

Однако, несмотря на указанные различия между плутонизмом и вулканизмом, между ними много общего. Как в вулканах, так и в плутонах магматические расплавы перемещаются, текут, меняют место. Благодаря таким движениям возникают своеобразные внутренние структуры течения и трещины. Разница заключается в том, что в вулканах течение происходит во всех направлениях, в плутонах же главным образом вверх. Разломы, возникающие в результате движений в плутонах, играют вообще значительную роль и подчиняются гораздо более строгим закономерностям.

В плутонах магматический расплав находится в условиях лучшей и более совершенной термической изоляции, поэтому здесь с большим совершенством происходят такие явления, как дифференциация, для чего требуется большое количество тепла, времени, повышенное содержание газов, медленная отдача тепла и медленное выделение летучих во вмещающие породы. Все это сопровождается также значительным вещественным изменением вмещающих пород.

Механическое влияние на окружающие породы в вулканах и плутонах совершается по-разному. В вулканах такое воздействие совершается спорадически. В плутонах, заключенных в прочную раму, механическое воздействие магматических масс на вмещающие породы может быть огромным. Оно оказывает решающее влияние на расположение плутона в пространстве и обуславливает появление той или иной формы его. В вулканах наблюдаются явления обвалов, в плутонах такие явления распространены в значительно меньшей степени. Здесь наблюдается более совершенное и очень длительное состояние равновесия. Необходимо признать, что все рассуждения о плутонической деятельности до известной степени гипотетичны, так как непосредственно плутонизм наблюдаем быть не может, и мы предполагаем о нем по видимым структурам, на основании которых судим о невидимых движениях.

ПРОБЛЕМА БАТОЛИТОВ

Проблема батолитов является одной из актуальнейших проблем плутонической деятельности. Она затрагивает главнейшие общие геологические вопросы, от того или иного толкования проблемы батолитов зависит то или иное понимание главнейших проблем геологии. Структурный анализ позволил Клоосу критически пересмотреть существовавшие до него представления о батолитах. Г. Клоос предпринял ревизию представлений о батолитах, начав с практического изучения структуры и внутренней анатомии плутонов Центральной Европы, которые до Клооса считались классическими примерами батолитов.

Таких батолитов было изучено несколько. В изучении принимали участие сотрудники Клооса.

Прежде чем переходить к результатам исследований Г. Клооса, необходимо коротко остановиться на истории возникновения понятия „батолит“, на тех изменениях, которым подвергалось это понятие с течением времени, и на том значении, какое имело это понятие до работ Клооса.

История возникновения понятия „батолит“

Термин „батолит“ введен был в геологию Э. Зюссом. Это понятие было затем изменено и уточнено Дэли.

Согласно Дэли, под батолитами нужно понимать такие интрузивные массивы, имеющие секущие контакты с вмещающими породами, которые, расширяясь книзу, продолжают на большую глубину, где они соединяются с магматическим очагом. От других интрузивных массивов батолиты отличаются большими размерами и тем, что они бездонны. В отличие от батолитов лакколиты имеют дно, и контактная поверхность у лакколитов согласна со структурой вмещающих пород. В том месте, где батолит образует далеко вдающиеся в земную кору ответвления, он может соединяться с вулканом при помощи подводящих каналов (рис. 30). Магма при образовании батолита, заключая огромное количество тепла и химически воздействуя на вмещающие породы, ассимилирует, растворяет огромные количества вмещающих пород и тем самым расширяет и увеличивает магматическую камеру. Доказательством в пользу такого предположения являлось наличие несогласных контактов с вмещающими породами.

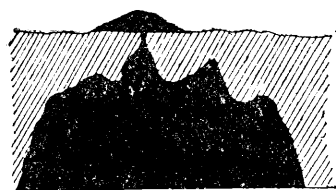


Рис. 30. Связь батолита с вулканом (по Дэли и Кайзеру).

Существовала и другая точка зрения, заключающаяся в следующем. Прежде чем боковые породы подвергнутся переплавлению, они, под влиянием заключающихся в магме газов, соответствующим образом перерабатываются. Согласно тому и другому представлениям, в конце концов должно происходить смешение вещества магмы и вмещающих пород. В зависимости от степени химического воздействия магмы на вмещающие породы состав пород батолита может изменяться в широких пределах. Горообразовательные движения служат причиной перемещения магмы, которая сама по себе никакого механического воздействия на вмещающие породы не оказывает, т. е. ведет себя механически пассивно. В зависимости от глубины среза батолита наблюдаются различного типа месторождения, месторождения различных глубинных зон.

Таким образом, проблема батолитов не являлась узкой проблемой, затрагивающей лишь вопросы вулканизма и плутонизма, она являлась основой, на которой происходило дальнейшее развитие различных областей геологических знаний — минералогии, петрологии, тектоники, учения о рудных месторождениях. У тектонистов и вулканологов идея о батолитах пользовалась признанием, потому что она представляет много преимуществ, позволяя довольно просто объяснять многие очень сложные явления природы. Простота и стройность

представлений о батолитах также подкупающе действовали на петрографов, минералогов, специалистов по рудным месторождениям.

Противоречия, возникающие при дальнейшем развитии геологических знаний

По мере развития геологических знаний и в связи с накоплением фактического материала, не укладывающегося в рамки представлений о батолитах, возник ряд противоречий. Уже при самом возникновении идеи о батолитах имелись виднейшие ученые, которые не соглашались с некоторыми положениями этих представлений. Так, например, Розенбуш не мог согласиться с тем, что в батолитах в результате химического воздействия магмы на вмещающие породы происходят в широких масштабах явления ассимиляции. Его личные исследования показывали, что резкие контакты между породами интрузивных массивов и вмещающими породами и выдержанный состав пород в батолитах совершенно бесспорно говорят о том, что ассимиляция здесь никакой или почти никакой роли не играет. Другие исследователи в связи с этим обратили внимание на то обстоятельство, что ксенолиты у контактов имеют угловатую форму и не несут или почти не несут следов изменения, что также говорит против допущения возможности широких масштабов ассимиляции. Кроме того, при более детальном изучении батолитов обнаружилось, что у них обычно наблюдается правильное полого-куполообразное или сводообразное строение кровли.

Все эти факты заставили сторонников гипотезы батолитов пересмотреть основные положения гипотезы и внести некоторые поправки к ранее существовавшим взглядам. Барелл и Дэли обновили устаревшую гипотезу тем, что ввели представление об обрушении кровли. Согласно новым представлениям, при интрузии происходили обрушения кровли под влиянием механического воздействия магмы, в контакте происходит за счет вмещающих пород образование обломков и глыб. Эти последние вследствие большого удельного веса, по сравнению с удельным весом магмы, опускаются вниз и по мере опускания подвергаются переплавлению. Чем ближе к поверхности контакта располагаются ксенолиты, тем менее они изменены. Таким образом, разница между прежними представлениями и обновленными заключалась, главным образом, в следующем: согласно прежним представлениям, магма была механически пассивной, согласно новым представлениям, чтобы спасти идею о батолитах, пришлось допустить частичную активность магмы, которая может производить механическое воздействие на вмещающие породы. В результате такой активности у батолитов возникает, по мнению Барелла, выпуклое строение кровли, что объясняется следующим образом. Вследствие разницы в удельном весе магмы и вмещающих пород более легкая магма стремится вверх. Благодаря этому возникает давление, в результате которого и образуется выпуклость у всякого контакта батолита.

Исследования Г. Клооса и его сотрудников

Для ревизии существовавших представлений о батолитах Клоосом было предпринято изучение батолитов Центральной Европы, считавшихся до его исследований классическими примерами батолитов.

Исключительную роль в этих исследованиях сыграл структурный анализ, при помощи которого оказалось возможным не только разрешить отдельные вопросы, но и коренным образом пересмотреть все основные положения проблемы. Клоос предпринял специальные исследования для разрешения вопросов о поведении ксенолитов и глыб в контакте, для чего детально были изучены структура и анатомия плутонов, характер контактов, роль механического воздействия магмы на вмещающие породы. Результаты исследований были опубликованы Г. Клоосом в специальной работе „Das Batholithenproblem“.

Для того чтобы пересмотреть существовавшие мнения о батолитах, необходимо было разрешить три основные проблемы: проблему вещества, проблему пространства и проблему активности магмы, которые поставили такие вопросы: происходит ли смешение (ассимиляция) вещества вмещающих пород с магмой и каковы масштабы этого смешения, куда деваются вмещающие породы, занимавшие до интрузии то место, которое после интрузии занимает батолит, имеют ли батолиты дно или они бездонны, действительно ли в контактах батолитов с вмещающими породами происходит только химическое воздействие магмы на вмещающие породы или же здесь имеются следы механического воздействия интрузирующей магмы на вмещающие породы, активна ли магма во время интрузии и в какой степени она механически воздействует на вмещающие породы.

Изучение контактов показало следующее. Ксенолиты и глыбы имеют угловатую форму и несут очень слабые следы оплавления. Изменение вмещающих пород, глыб и ксенолитов выражается в контактном (термическом) изменении — превращении в роговики. Ксенолиты приурочены к контактовой зоне, по мере удаления от контакта количество ксенолитов быстро уменьшается, а дальше идут чистые, не загрязненные ассимиляцией магматические породы. Ксенолиты около самого контакта и ксенолиты, удаленные от контакта, различны в степени изменения не обнаруживают, тогда как, согласно Бареллу и Дэли, они должны при погружении подвергаться все большему оплавлению.

Могут ли ксенолиты и глыбы погружаться, т. е. достаточна ли разница в удельных весах между вмещающими породами и магмой для того, чтобы погружение имело место. Согласно исследованиям Клооса, удельный вес ксенолитов и глыб очень часто меньше удельного веса магмы, и в таких случаях погружение невозможно. Если же принять во внимание вязкость магмы, то погружение ксенолитов и обломков становится еще менее вероятным. Если бы такое погружение все же в ряде случаев имело место, то в нижних частях плутона должно было бы наблюдаться скопление ксенолитов и глыб. На самом же деле этого никогда не бывает, а наблюдаются как раз обратные соотношения — наибольшие скопления ксенолитов приурочены к висячему боку батолитов. Все это позволяет утверждать, что погружения обломков кровли в батолитах в широких масштабах не происходит и оно значительной роли в образовании батолитов не играет.

Изучение ксенолитов и глыб разрешает и другой очень важный вопрос — о масштабах ассимиляции. Резкая смена пород в контактах батолитов с вмещающими породами, отсутствие следов изменения в вещественном составе ксенолитов или слабые следы таких изменений, с одной стороны, и выдержанный состав интрузивных пород как

вблизи от контактов, так и по удалении от него — с другой, указывают на то, что изменения состава магмы от соприкосновения с вмещающими породами в изученных Клоосом батолитах или не происходит совершенно, или же оно происходит в сравнительно незначительных масштабах. Следовательно, ассимиляции в таких широких масштабах, в каких она должна была бы совершаться согласно прежним представлениям, в батолитах не происходит, и предположение о том, что ассимиляция является одним из широко распространенных пороодообразующих процессов, совершающихся в батолитах и служащих причиной разнообразия состава пород, должно быть отброшено как совершенно неправильное. Выдержанный и чистый состав магматических пород в батолитах, наоборот, позволяет сделать следующий вывод: разнообразия состава магм в батолитах не возникает, и магма при формировании батолитов значительных изменений в составе не претерпевает. Образование магм различного состава происходит на глубине в условиях подкоревой дифференциации.

Батолиты главным образом слагаются гранитами. Граниты очень часто сопровождаются габбро, диоритами, гранодиоритами и сиенитами, слагающими приконтактные участки в батолитах. Такие краевые фации батолитов широко известны и распространены; они истолковываются обычно, как возникающие в результате ассимиляции гранитной магмой вмещающих пород. Клоос показал на отдельных примерах, что более основные породы в краевых фациях плутонов возникли ранее гранитов, в результате более ранней фазы интрузии.

Очень интересные результаты при структурном анализе батолитов были получены в отношении внутренней структуры их. Батолиты обладают анизотропией строения, что выражается в закономерном расположении в пространстве трещин и в ориентированных текстурах течения. Наиболее резко и отчетливо выражены текстуры течения у краев батолита, что указывает на то, что возникающее при движении магматического расплава трение о стенки вмещающих пород наиболее интенсивно проявлялось у контактов. Одним из убедительнейших доказательств механического воздействия движущейся магмы на вмещающие породы служит ориентированное расположение в пространстве ксенолитов (рис. 3). Вследствие активного поведения интрузирующей магмы и механического воздействия ее на вмещающие породы появляется изгибание висячего контакта кровли батолитов в виде куполообразной поверхности. Каким образом возникает такая сводообразная форма висячего контакта? После того как магма заняла определенное пространство, под влиянием продолжающегося напора магмы происходит расширение магматической камеры в стороны и наиболее активно вверх и приводит к возникновению куполообразного вздутия. Активное поведение магмы продолжается не только в тот период, когда она находится в жидком состоянии, но и тогда, когда магматический расплав переходит из жидкого в пластическое состояние, когда возникает большинство текстур течения и после того как произошло затвердение магматических масс. Доказательством правильности таких заключений является наличие куполообразного строения, обнаруживаемое при изучении текстур течения, и веерообразное расположение первичных трещин. Блок-диаграмма, изображенная на рис. 31, иллюстрирует сводообразное строение линейных текстур течения и веерообразную систему первичных трещин в батолитах.

Исследования Клооса установили наличие подошвы, т. е. лежащего бока изученных им батолитов. Необходимо отметить, что почти за двадцать лет до исследований Клооса Эрдмансдёрфер, при изучении Броккенского батолита совершенно неожиданно установил наличие подстилающих батолит пород в середине массива, т. е. как раз в том

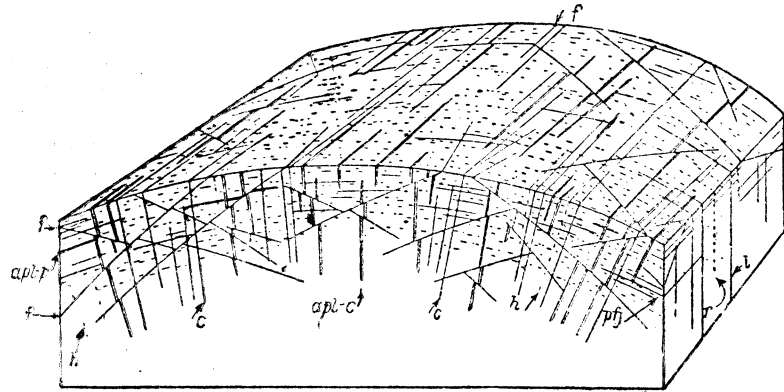


Рис. 31. Первичные структурные элементы и первичные трещины в Штреленском массиве (по Г. Клоосу).

f—пологие сбросы; c—поперечные трещины „Q“; l—продольные трещины S; pfj—первичные пологие трещины; apl-c—аплиты на первичных пологих трещинах; h—искусственные трещины отдельности (поперечные); g—искусственные трещины отдельности (продольные).

месте, где, казалось бы, совершенно невозможно было рассчитывать встретить их.

На рис. 32 изображены четыре разреза через южную часть Хауценбергского массива в Баварии, считавшегося верхней частью

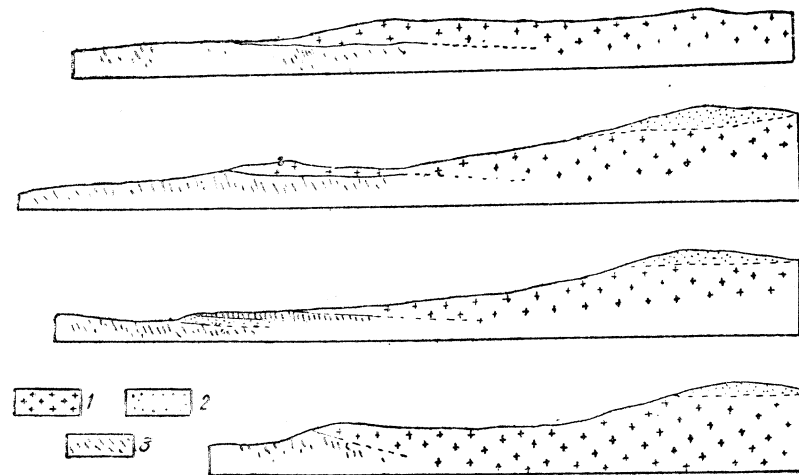


Рис. 32. Четыре профиля через южную часть Хауценбергского массива. Крестиками обозначены средне- и грубозернистые граниты. Полосками обозначены гнейсы (по Клоосу).

батолита. Разрезы расположены примерно в меридиональном направлении. На них видно, что там, где это удалось установить, граниты

непосредственно полого налегают на вмещающие породы. В другом разрезе контактная поверхность наклонена более круто. Как показывает практика наблюдений, поверхность контакта наклонена не одинаково: в одном месте углы наклона крутые, в другом — более пологие. На основании этих наблюдений Клоос приходит к выводу, что батолиты не бездонны, а так же, как и другие плутоны, подстилаются

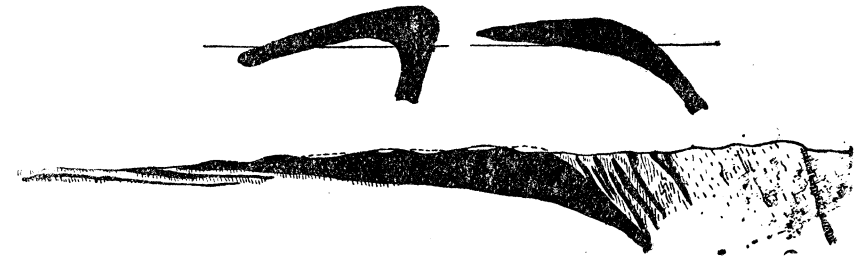


Рис. 33. Броккенский массив слева и массив Баварского Леса (Хауценбергский) справа (по Клоосу). Внизу схематический профиль массива южной части Баварского Леса. Черное: граниты и диориты.

вмещающими породами. Этот вывод подтверждается наблюдениями над выводными каналами, которые у батолитов, по данным Клооса, располагаются в краевой части батолита. На основании наблюдений над структурой плутонов Клоос пришел к выводу, что батолиты представляют по форме не бездонные и расширяющиеся книзу интрузивные массивы, а линзообразные тела, полого залегающие и при помощи выводных каналов соединяющиеся с подкоровым магматическим очагом. Форма таких линз может варьировать, что схематически изображено на рис. 33.

Исследования Г. Клооса установили еще одну замечательную особенность у части интрузий. При изучении батолитов Клоос в некоторых местах установил постепенные переходы от нормальных гранитов к гнейсам, причем эти гнейсы отличались от вмещающих гнейсов тем, что они слагали участки в теле плутона. Такие гнейсы названы были первичными гнейсами, гнейсовыми фациями гранитной интрузии, гнейсо-гранитами.

Описанные выше краевые гнейсы служат одним из убедительнейших доказательств возможности образования первичных гнейсов. Приуроченность гнейсовых фаций к краевым частям плутонов стала понятной в свете новых данных, полученных при изучении структуры батолитов. Большое гидростатическое давление внутри еще не застывшего плутона переходит в уже затвердевших краевых частях в ориентированное одностороннее, что и приводит к возникновению первичных гнейсов до момента окончательного застывания плутона. То, что говорилось о первичных гнейсах в краевых частях некоторых плутонов, вовсе не значит, что гнейсы в краевых частях плутонов не могут возникать вследствие других причин.

Чтобы понять и разрешить одну из труднейших и очень важных проблем, возникающих при изучении батолитов, проблему пространства, иными словами, чтобы ответить на вопрос, куда деваются породы, которые занимали то пространство, которое теперь занято батолитом, необходимо обратиться к рассмотрению особенностей геологического строения толщ окружающих пород, или рамы плутона.

Геологическое изучение целого ряда гранитных массивов показало, что в большинстве случаев гранитные массивы располагаются на границе двух различных геологических формаций. Так, Лаузитцский массив находится между северосаксонской формацией палеозойских граувакк и докембрийскими гнейсами. Площадь распространения измеряется примерно в 4000 км².

Среднесилезский гранитный массив Шгригау-Цобтен располагается под палеозойскими сланцами и над гранито-гнейсами. Площадь, занимаемая массивом, приблизительно 1000 км².

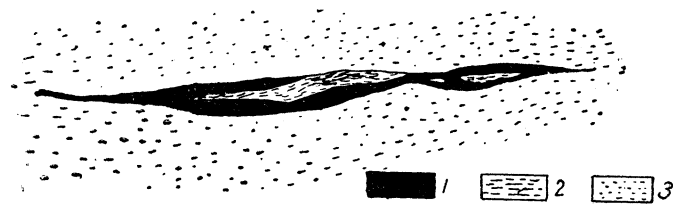


Рис. 34. Граниты (черные) внедряются по границе между гнейсами (полоски) и диоритами (пунктир).

Восточносилезский гранитный массив Штрелен-Фридеберг пересекает гнейсы и лежит между гнейсами и покрывающими их сланцами.

Главный шток Исполиновых гор ограничен с севера гнейсами, с юга северобогемскими слюдяными сланцами.

В Богемии небольшой массив располагается между гнейсами Богемского массива и сланцами южной части Железных гор.

Классический гранитный батолит в восточной части Железных гор располагается под сланцами. Под сланцами же располагается полого-наклонная граница между гнейсами и сланцами.

В Тюрингенском Лесу положение массива не совсем ясно.

Шварцвальдский плутон лежит, по Бубнову, на границе между гнейсами внизу и палеозойскими толщами сверху. На границе между палеозойскими толщами и гнейсами и в самих гнейсах располагается ряд жилоподобных штоков, представляющих собой подводные каналы для более высоко расположенных массивов.

Расположение гранитов на границе двух различных стратиграфических комплексов объясняется различной механической прочностью двух соприкасающихся толщ. Контактная поверхность является ослабленным местом, куда интродуцирует магма.

Пример того, что интрузия очень часто использует контакты двух пород, являющиеся наиболее ослабленным местом, можно видеть на рис. 34 и 35. На первом из этих рисунков изображено включение ксенолита гнейсов неправильной линзовидной формы в диоритах. Интрузия мелкозернистых гранитов располагается как раз по контакту между диоритами и гнейсами.

Другой пример (рис. 35) иллюстрирует аналогичные соотношения. Глыба гранито-гнейсов с ксенолитами гнейсов заключена в диориты, которые являются вмещающими породами по отношению к гранитам. Граниты (закрашены черным) проникают по контакту между глыбой гранито-гнейсов и включающими их диоритами.

Кроме контактов между различными породами, интрузия может использовать тектонические нарушения, которые также являются ослабленными местами, куда устремляется интрузия (рис. 36).

Расположение позднепалеозойских гранитов Германии на границе между палеозойскими толщами и докембрийскими гнейсами объясняется следующими динамическими соотношениями, которые имели место в тех участках земной коры, куда интродуцировали граниты.

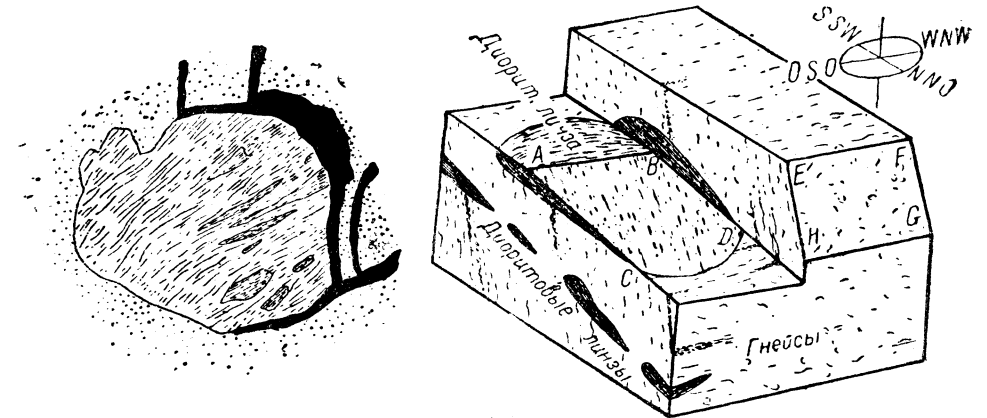


Рис. 35. Глыба гранито-гнейса с включениями расланцованных гнейсов, включенная в диорите (пунктир). Молодой гранит (черный) проникает по границе между глыбой и включающим диоритом (по Г. Клоосу).

Рис. 36. Внутренняя структура небольшой дискордантной диоритовой линзы в массиве Пассауского Леса, Бавария (по Г. Клоосу). Резко выраженная полосатость вдоль контакта. Линии течения состоят из скоплений слюды, роговой обманки и кварца. Вмещающие гнейсы падают к северо-востоку. Несколько диоритовых линз пересекают гнейсы.

Верхняя часть земной коры состояла из двух оболочек — одной хрупкой и непластичной, более глубоко залегающей гнейсовой оболочки и другой, ко времени интрузии собранной в складки, но не совсем превращенной в твердый и непластичный материал. Граница между двумя этими комплексами имела различный наклон, а местами была горизонтальной. Вертикальные передвижки перемещали обе оболочки одновременно. Горизонтальные движения, наоборот, влияли на разные оболочки по-разному. Верхняя оболочка могла при этом перемещаться по нижней, которая оказывала более значительное сопротивление горизонтальным движениям. На границе двух оболочек могли таким образом возникать тектонические несогласия. Граниты используют ослабленную границу между двумя оболочками и располагаются между гнейсами и палеозойскими толщами.

На основании описанных соотношений между интрузией и вмещающими породами можно сделать вывод о том, каким образом разрешается проблема пространства. Существовавшее ранее представление, что формирование батолитов происходит в больших открытых пространствах, где свободно осуществляется обмен веществом и где магма находится в состоянии относительного покоя, следует, на основании данных ревизии структурного анализа, отбросить как неверное. Первичные структуры в батолитах указывают на то, что формирование батолитов происходит в результате движения магмы. Свободного пространства для интродуцирующей магмы нет, она завоевывает его, исполь-

зую наиболее ослабленные места в земной коре и расширяя в течение интрузии первоначально узкое пространство. Вмещающие породы, бывшие на месте интрузии, не поглощаются (ассимилируются) интрузирующей магмой, а вследствие механического воздействия активной магмы раздвигаются. Растворяющее действие магмы на вмещающие породы в батолитах в большинстве случаев ничтожно. В числе изученных Клоосом примеров не было ни одного, который говорил бы за то, что граниты возникли за счет более основной родоначальной магмы. Основные породы, встречающиеся на тех или иных участках батолитов, возникли в более ранние фазы интрузии. Гранитные плутоны возникают при интрузии гранитной магмы.

Неправильно было бы думать, что Клоос отрицает возможность ассимиляции, совершающейся в результате воздействия интрузирующей магмы на вмещающие породы. Клоос указывает, что такие случаи возможны и имеют место даже в изученных им массивах, но только они в такого типа плутонах играют незначительную, ничтожную роль. Очевидно, на тех глубинах, где формируются батолиты, ассимиляция в широких масштабах совершаться не может, но на больших глубинах ассимиляция и переплавление могут происходить в очень широких масштабах.

Вопрос об активности магмы, положительно разрешенный исследованиями Клооса, все же не мог окончательно выяснить очень важного вопроса о связи горообразовательных процессов и интрузии. К числу очень важных достижений структурного анализа следует отнести доказательства несомненно активного поведения магмы. Примером может служить шток Сноубанк, подробно описанный в главе „Примеры структурного анализа плутонов“. В краевых частях штока возникают краевые гнейсы, в приконтактных зонах во вмещающих породах появляется зона осланцованных роговиков, окаймляющих шток, круглые гальки у контакта становятся вытянутыми, сигарообразными. Длинные оси сигарообразных галек располагаются параллельно линиям течения в штоке, что можно объяснить только лишь следующим образом: линии течения и краевые гнейсы возникают в результате поднятия и большого гидростатического давления магмы. Давление это было столь велико, что приводило к возникновению наряду с первичными краевыми гнейсами расланцованной зоны вмещающих пород. На этом примере убедительно видно, что указанные структурные элементы возникают в результате одних лишь внутренних сил интрузии—как следствие активности магмы.

Этот и другие примеры заставляют изменить существовавшее ранее мнение об отсутствии активности магмы, пассивно реагирующей на горообразовательные процессы. Очевидно, соотношения между горообразовательными процессами и интрузией более сложны и варьируют от таких случаев, когда магма интрузирует под влиянием только лишь внутренних сил, до таких, когда магма ведет себя пассивно.

Таким образом, изучение батолитов, которое можно было произвести только на основе данных структурного анализа, заставило критически пересмотреть многие важнейшие, кардинальные проблемы геологии, отбросить старые объяснения причин различных геологических явлений и по-новому их разъяснить. Возникают такие вопросы: как же именовать плутоны, которые ранее назывались батолитами; существуют ли бездонные расширяющиеся внизу плутоны вроде тех,

какими ранее представлялись батолиты, и в каком смысле следует теперь понимать термин „батолит“?

Клоос, на основании изучения исследованных им батолитов, пришел к выводу, что они представляют собой псевдодискордантные межформационные лакколиты. Они согласны по отношению к контактной поверхности, которая несогласна по отношению к структуре вмещающих пород.

Батолиты, или то, что считалось прежде батолитами, не являются бездонными интрузивными телами. Однако это не значит, что не могут существовать действительно уходящие на большую глубину и расширяющиеся книзу плутоны. На тех же глубинах, на которых формируются плутоны, именованные ранее батолитами, такие бездонные плутоны не образуются.

Проблема батолитов затрагивает еще и вопрос о связи плутонизма с вулканизмом. Согласно ранее существовавшим представлениям, магма в батолитах, проплавляя кровлю и ассимилируя вмещающие породы, может достигнуть поверхности земли и изливаться на нее в виде лавовых покровов, потоков и т. д. Такое представление о связи между плутонизмом и вулканизмом было очень широко распространено, причем его и сейчас можно найти во многих учебниках геологии, минералогии, петрографии, рудных месторождений.

Гранитные батолиты чрезвычайно широко распространены, но все же, как правило, связь с вулканическими породами в них отсутствует, несмотря на то, что кровля батолитов иногда имеет незначительную мощность—всего лишь несколько сотен метров. Спрашивается, почему при незначительной мощности кровли не происходит поверхностных излияний? По мнению Зондера (1937), гранитная магма по мере ее поднятия становится вследствие потери летучих все более и более вязкой. На расстоянии нескольких сотен метров от поверхности земли вязкость в верхней части батолита настолько велика, что дальнейшее движение магмы вверх и поверхностные излияния ее становятся невозможными.

В связи с кризисом основных геологических представлений, который возник главным образом в результате изучения батолитов, в США была организована специальная батолитовая комиссия, в задачи которой входило, между прочим, и установление терминологии плутонов. Весьма любопытно, как поступила эта комиссия с очень старым и глубоко укоренившимся в геологической литературе термином „батолит“. Комиссия решила этот термин сохранить, изменив только его содержание. Согласно решению комиссии, батолитами следует называть плутоны, имеющие в поперечнике не менее 20 миль (32 км), плутоны же, имеющие в поперечнике менее 32 км, решено называть массивами. При таком разделении имеются в виду только размеры и ничего более.

ПРИМЕРЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА БАТОЛИТОВ

Лаузитцкий батолит

Структурная карта батолита изображена на рис. 37. Батолит залегает на границе палеозойских толщ и докембрийских гнейсов. Выпуклость свода располагается поперек удлинения батолита. В восточной части батолита линии течения образуют изгибы. Детали структуры батолита видны на структурной карте.

Броккенский батолит

Броккенский батолит изображен на рис. 38. Геологическая карта была составлена Эрдмансдёрфером, изучавшим плутон в 1905 г.

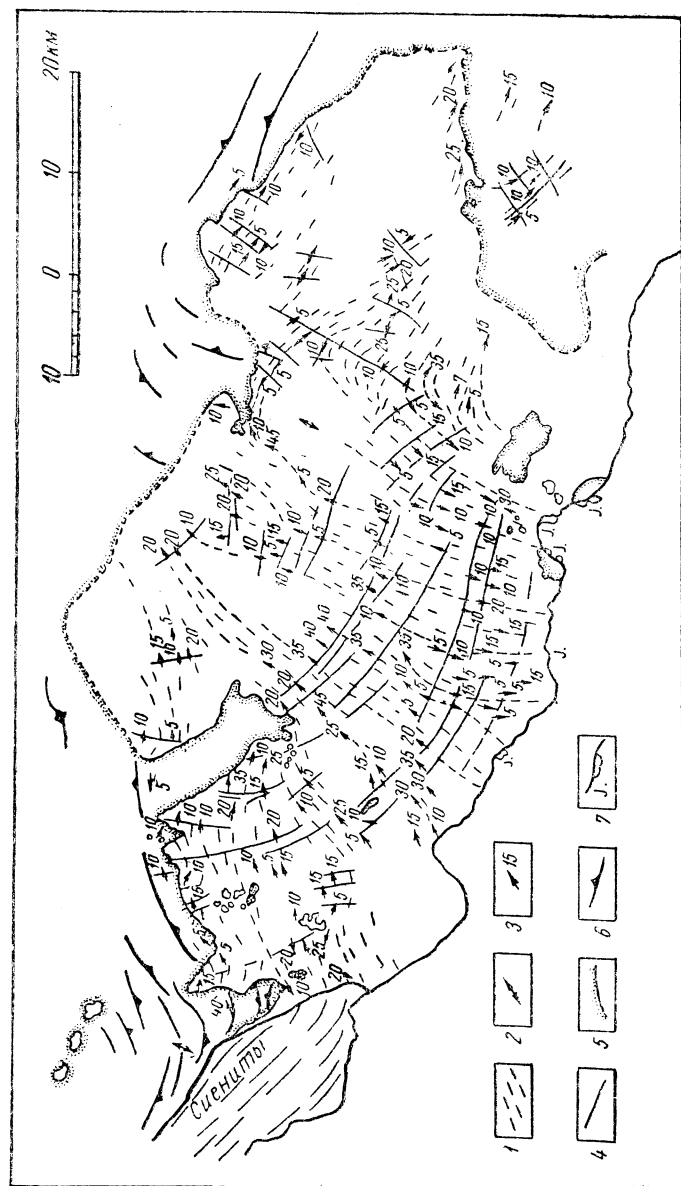


Рис. 37. Структурная карта Лаузитского гранитного плутона в Германии (по Шгенцелю).

1. Проекция линий течения. 2. Горизонтальные линии трещины. 3. Наклонные линии течения. 4. Простирающие поперечные трещины, даек и искусственных трещин отдельности. 5. Контакты плутона. 6. Простирающие и падение вмещающих пород. 7. Остатки порских осадочных пород.

Плутон имеет сложное строение, в состав пород входят, начиная от более древних, следующие: габбро и диориты, граниты ильзенштейнского типа и краевая фация гранитов. Все эти породы локально приурочены к северо-восточной краевой части плутона, большая часть которого сложена броккенскими гранитами. Здесь же, в краевой

части, располагаются жильные фации броккенского гранита, представленные гранитами и гранит-порфирами. Простирающие вмещающих пород северо-западное, в этом же направлении вытянуты комплексы пород, слагающих краевую часть плутона, как более древних по сравнению с броккенскими гранитами, так и более молодых жильных

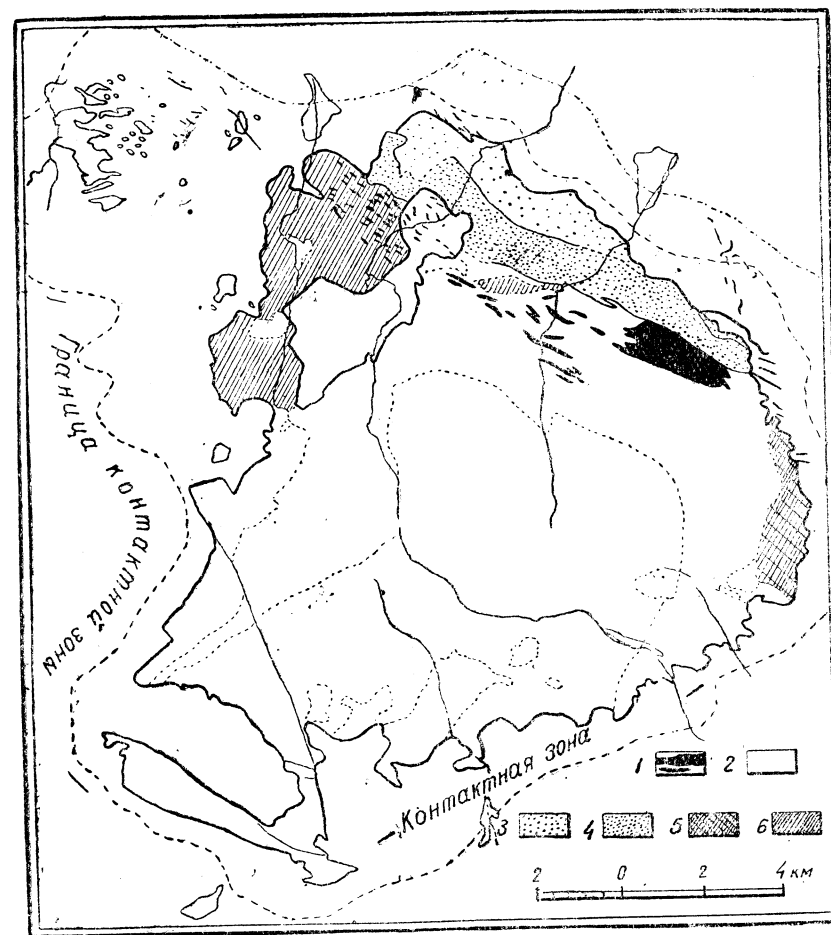


Рис. 38. Геологическая обзорная карта Броккенского массива по О. Х. Эрдмансдёрферу (1905 г.).

1. Жильные граниты и гранит-порфиры. 2. Граниты. 3. Краевая фация ильзенштейнских гранитов. 4. Граниты ильзенштейнского типа. 5. Диориты. 6. Габбро.

фаций броккенских гранитов. Сам гранитный плутон имеет вытянутую форму, но удлинение его не совпадает с простираем других комплексов, а располагается перпендикулярно в северо-восточном направлении. По Эрдмансдёрферу, основные породы — предшественники главной интрузии гранитов — интродировали во время складчатости, чем и объясняется их северо-западное простираем. Главная гранитная интрузия происходила после складчатости и располагается в перпендикулярном направлении под влиянием тектонических нарушений, в результате которых возникло ослабленное место, послужившее в дальнейшем камерой для плутона.

Эрдмансдёрфер обратил внимание на противоречия, которые возникают при изучении Броккенского плутона. С одной стороны, плутон считался одним из примеров батолитов, доказательством чему могли служить режущие несогласные контакты с вмещающими породами, с другой стороны—почти в середине массива во время исследований Эрдмансдёрфер обнаружил подстилающие плутон гнейсы, подошву. Получалось так, что наличие подстилающих гнейсов указывало на лакколитовую природу плутона, а режущие контакты—на батолитовую. Наличие подошвы и строение плутона позволили Эрдмансдёрферу определить примерную мощность плутона равной около 1400 м. Таким образом, вертикальные размеры плутона крайне незначительны по сравнению с занимаемой им площадью.

Приуроченность габбро, диоритов и других пород как более древних, так и более молодых по сравнению с броккенскими гранитами к северо-восточной краевой части плутона не является случайной. Согласно Эрдмансдёрферу и Клоосу, в этом месте располагается выводной канал интрузии. Последний более или менее сохраняет свое положение во время различных фаз интрузии. Форма плутона линзовидная с корнями в северо-восточной его части. На рис. 33 изображены для сравнения поперечный профиль Броккенского плутона и поперечный профиль батолита Баварского Леса.

Шварцвальдский батолит

Чрезвычайно сложные и интересные соотношения наблюдались в Южношварцвальдском массиве, изученном С. Н. Бубновым. Изучение плутона производилось Бубновым в течение многих лет, начиная с 1911 и кончая 1928 г., когда была опубликована обширная монография, посвященная углубленному и всестороннему изучению плутона. В 1913—1914 гг. Бубновым производилась в геологическом кабинете Петербургского университета обработка обширного петрографического и геологического материала. Во время этой обработки Бубнов пользовался советами и указаниями Е. С. Федорова и В. В. Никитина. Так как работа выполнялась в течение очень большого промежутка времени, то естественно, что в процессе ее происходили изменения в методах работы, в частности, под влиянием идей структурного анализа и исследований химизма шварцвальдских пород.

При исследовании Шварцвальдского батолита Бубновым были поставлены следующие задачи: осветить вариссийское горообразование с различных точек зрения — тектонической, петрографической, химической и структурно-тектонической — и установить связь между тектоникой, дифференциацией магмы, глубинным и поверхностным вулканизмом. Обращает внимание большая степень детальности и тщательность в обработке Бубновым материалов. Подробное изучение пород с тщательной и детальной характеристикой породообразующих минералов Бубнов пытается увязать с горообразовательными процессами, с процессами поднятия и дифференциации магмы. Так, например, зональность плагиоклаза указывает, по мнению Бубнова, на нарушение равновесия кристаллизации магмы, что в свою очередь находится, по его мнению, в тесной генетической связи с изменением условий кристаллизации в связи с поднятием магмы. Стремление как можно глубже понять всестороннюю причинную связь между различными одно-

временно идущими процессами поднятия, дифференциации и кристаллизации магмы и горообразовательными движениями приводит автора к выводам, которые очень интересны с методической стороны и делают работу поучительной в отношении возможности постановки многообразных и интересных вопросов.

Большое внимание, наряду с детальной петрографической обработкой материалов, уделяется автором изучению химизма, детальному рассмотрению внутренней структуры и анатомии плутона, а также подробному изучению тектоники вмещающих пород.

По мнению Бубнова, „химизм указывает, что произошло с магмой, структурные соотношения показывают, как это происходило, и, наконец, эти данные, в связи с геолого-структурными соотношениями, объясняют, почему это произошло“.

Геологическое строение Шварцвальдского плутона. На рис. 39 изображена в несколько схематизированном виде геологическая карта Шварцвальдского плутона по С. Бубнову. В северной и северо-восточной частях района обнажаются наиболее древние докембрийские гнейсы. Под влиянием вариссийской складчатости гнейсы вели себя как твердая непластичная глыба. Следующей по возрасту является свита граувакк и сланцев, возраст которых определяется в пределах от девона до нижнего кульма. В состав этой свиты пород входят сланцы, диабазовые туфы, известняки и песчаники. Интрузия гранитной магмы совершалась в несколько фаз. Наиболее ранними производными гранитной интрузии являются рассланцованные граниты, которые располагаются в виде узкой полосы в зоне южношварцвальдских тектонических нарушений и представляют собою выводные каналы для гранититов, занимающих обширные пространства. Гранититы топографически располагаются на более высоких уровнях по сравнению с рассланцованными гранитами. Интрузия гранититов происходила между палеозойскими породами и гнейсами. Затем следовал перерыв, после которого в период времени, примерно отвечающий верхнему кульму, происходили излияния порфиритов и трюммер-порфиров, после которых образовались конгломераты и сланцы с растительными остатками. В это время происходит вторая орогенетическая фаза с образованием разломов. Далее, за несогласием происходит образование позднекульмского комплекса изверженных пород. При этом обращает внимание, что образование изверженных пород начинается с эффузивных фаций, с бедных кварцем порфиров и кончается мощной интрузией гранитов эйзенбахского типа. Третичными сбросами плутон разбит на несколько перемещенных один по отношению к другому участков. В центральной части имеется большой грабен, по краям ряд горстов.

В табл. 1 приводятся данные о возрастных соотношениях различных комплексов пород в районе.

Таким образом, геологическая история сложного Шварцвальдского плутона характеризуется двумя интрузивными комплексами. Образование этих комплексов было разделено перерывом, в течение которого формировались другие комплексы пород.

При изучении относительно более древнего интрузивного комплекса Бубнов пытался увязать порядок выделения минералов, дифференциацию и поднятие магмы с горообразовательными процессами. Дифференциация магмы сопровождалась выделениями, происходившими в следующем порядке: вначале выделялся рудный минерал, за ним—

Таблица I

Сбросы третичного времени		
Двуслюдяные граниты Гранофиры Бедные кварцем порфиры		
Перерыв. Несогласие		
Верхний кульм. Конгломераты и сланцы с растительными остатками	Вторая орогеническая фаза, образование разломов, слабой складчатости, южношварцвальдская передвижка	
Порфириты и трюммер-порфиры		
Эрозия. Несогласие		
Нижний кульм до верхнего девона	Граниты, аплитовые породы и основные породы—спутники гранитов. Сланцы и граувакки	Первая орогеническая фаза
Эрозия. Несогласие		
Древние породы. Гнейсы		

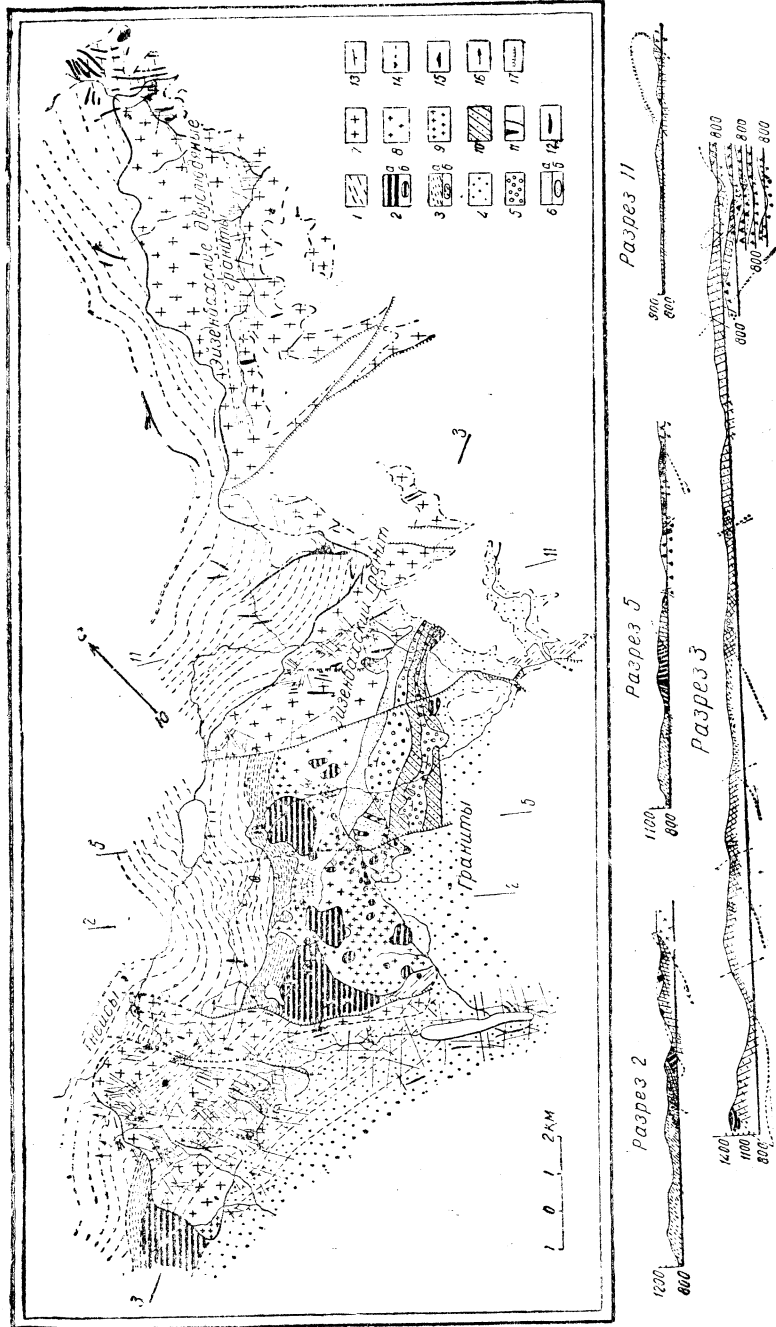


Рис. 39. Структурная карта юго-восточного Шварцвальда С. Бубнова. 1. Гнейсы. 2. Древние сланцы и граувакки (левон-третичный кульм). 3. Сланцеватые граниты. Глыбы в молодых гранитах. 4. Гранититы. 5. Верхнекульмские эруптивы. 6. Порфириты и трюммер-порфиры. 7. Молодые граниты эйзенбахского типа. 8. Тонкозернистые граниты. 9. Гранофиры. 10. Бедные кварцем порфиры. 11. Гранит-порфиры. 12. Эруптивный контакт молодой серии пород. 13. Трещины. 14. Трещины S. 15. Полюсные трещины. 16. Линии течения (штрекунг). 17. Молодые сбросы.

апатит и биотит; затем происходил некоторый перерыв в минералообразовании. Начиная с этого перерыва, происходит поднятие магмы вверх из магматического очага. В свою очередь этот момент соответствует началу горообразования. В этот промежуток времени происходит образование диоритовых и плагиоклазовых шлиров. После этого почти непрерывно (с очень небольшими перерывами) совершается движение, сопровождаемое медленным поднятием магмы, в течение которого происходит дальнейшая кристаллизация магматического расплава. Сначала образуются плагиоклаз, альбит-олигоклаз (№ 13) до альбита во внутренних частях кристалла. После небольшого перерыва, а течение которого происходит интрузия осланцованных аплитовидных гранитов, внедряющихся в виде узкой полосы северо-восточного простирания, кристаллизация продолжается—возникает внешняя часть плагиоклазовых кристаллов, по составу варьирующих от олигоклаза (№ 24) до альбита (№ 0). За плагиоклазом следует выделение ортоклаза, затем—небольшой перерыв, в течение которого происходит образование сиенитовой группы ортоклазовых шлиров, затем происходит кристаллизация опять ортоклаза (второго) в виде каемок, обрастающих более ранние кристаллы ортоклаза. И, наконец, происходит кристаллизация кварца. В это время образуются аплитовые и пегматитовые жилы, что отмечает конец горообразовательных процессов. Одновременно с образованием рассланцованных аплитовидных гранитов происходит вне пределов тектонической зоны интрузия гранититов, для которых узкие и вытянутые зоны, занятые теперь осланцованными аплитовидными гранитами, служили выводными каналами.

Результат увязки порядка выделения минералов и дифференциации магмы, с одной стороны, и процессов поднятия магмы и горообразовательных процессов—с другой, Бубнов пытается изобразить в виде табл. 2. При рассмотрении этой таблицы видно, что кристал-

Таблица 2

Порядок выделения минералов	Дифференциация	Инtruзия	Горообразование
Рудный минерал Апатит Биотит Перерыв	Диоритовые шлиры	Начало поднятия магмы	Начало горообразования
Плагиоклаз № 13—№ 4 Перерыв	Рассланцованные аплитовидные граниты		
Плагиоклаз № 24—№ 0 Ортоклаз 1 Перерыв	Сиенитовые шлиры		
Ортоклаз 2 Кварц	Аплиты и пегматиты	Конец поднятия	Конец горообразования

лизация главных породообразующих минералов происходила в магме, находящейся не в спокойном состоянии, а в состоянии движения. Как мы увидим ниже (в главе „Примеры плутонов“), в особенно наглядной форме такая кристаллизация совершается в первично-расслоенных плутонах и сопровождается в результате того же движения дифференциацией, приводящей к образованию полос различного петрографического состава.

Образовавшийся после перерыва позднекульмский комплекс пород имеет сложное строение и состоит как из интрузивных, так и из эффузивных аналогов. Обычно в течение длительного процесса формирования интрузивные и эффузивные фазы чередовались. Это явление представляется особенно интересным потому, что такие случаи очень редки, так как обычно интрузивные и эффузивные циклы разобщены и тесной связи между ними не наблюдается. Сложное строение комплекса, состоящего из эффузивных и интрузивных фаз, указывает на то, что весь этот комплекс формировался на небольшой глубине.

Исследования Бубнова позволили ему сделать вывод, что формирование большого разнообразия пород комплекса происходило в результате сложной эволюции единого поднятия и дифференциации магмы.

Магма, которую можно рассматривать в качестве остаточной после формирования гранитов в первую орогеническую фазу, претерпевает сложные изменения.

Интрузивная деятельность начинается с внедрения в кровлю аплитовой магмы. Почти одновременно с этим происходит поднятие порфириновой магмы с образованием трюммер-порфиров. Между гранитами и более поздними гранитами наблюдается аналогия, которая выражается

в том, что выделение аплитовых фаций предшествует интрузии гранитов. В состав эффузивных дифференциатов порфириновой серии входят слюдяные порфириты, трюммер-порфиры, порфириновые туфы и бедные кварцем порфиры. Излияние трюммер-порфиров сопровождается горообразовательными движениями, в результате которых происходит брекчирование аплитов в кровле магматической камеры.

Трюммер-порфиры имеют одинаковый минералогический состав со слюдяными порфиритами и отличаются от них брекчиевидным сложением благодаря наличию обломков других пород. Местами в трюммер-порфирах хорошо выражена флюиальность. Трюммер-порфиры сопровождаются туфами. Они являются типичными эффузивными породами, в то время как слюдяные порфириты представляют неглубоко залегающие интрузивные породы.

Бедные кварцем порфиры занимают по своему химическому и минералогическому составу промежуточное положение между гранофирами, производными гранитов, и более основными порфиритами. Они состоят из вкрапленников полевого шпата и очень редких вкрапленников кварца. Основная их масса состоит из плагиоклаза, апатита, циркона; в небольшом количестве встречаются ортоклаз и кварц.

Трюммер-порфиры залегают под кульмскими конгломератами, бедные кварцем порфиры над конгломератами. Конгломераты, таким образом, разделяют по времени образование слюдяных порфиритов от времени образования более молодых бедных кварцем порфиров. Излияние бедных кварцем порфиров происходило одновременно с изгибанием краевой части мульды палеозойских пород, в результате чего покровы трюммер-порфиров имеют нарушенное залегание.

Мощная интрузия гранитной магмы, в результате которой возникают граниты эйзенбахского типа, происходит в конце дифференциации магмы, когда состав ее приближается к составу остаточной магмы гранофирового типа, т. е. к близкому к эвтектике кварц + полевые шпаты. Ко времени застывания массива приурочена пневматолитовая стадия эволюции гранитной остаточной магмы. Жильные гранит-порфиры и гидротермальные жилы завершают формирование всего комплекса. Сложные соотношения процессов дифференциации, поднятия магмы и горообразования приведены в табл. 3.

Обращает на себя внимание то, что разнообразие процессов дифференциации, выделения минералов и возникновения различных эффузивных и интрузивных пород происходило во время движения магмы, процессы кристаллизации и дифференциации регулируются законами гравитации и движением магмы. К этому заключению Бубнова привели результаты структурного изучения Шварцвальдского плутона. До структурного анализа кристаллизацию и дифференциацию магмы обычно представляли таким образом, что кристаллизация происходит в магматическом бассейне, находящемся в покое, кристаллизующиеся минералы в зависимости от удельного веса медленно опускаются или всплывают. Одна из заслуг структурного анализа заключается в том, что он показал, что в большинстве случаев кристаллизующаяся магма не находится в покое, а движется, и таким образом движение самой магмы влияет на процессы кристаллизации и дифференциации. Положение дифференциата в пространстве обуславливается одновременным и суммарным воздействием гравитации и движения магмы. При этом главная тектоническая фаза начала поднятия магмы и начала дифференциации совпадают.

Таблица 3

Порядок выделения минералов	Дифференциация	Инtruзия	Горообразование
Остаточная магма после инtruзии гранититов			
Апатит Биотит Плагиоклаз	Отделение порфири- товой магмы	Начало поднятия магмы	Изогнутые глыбы палеозойских по- род
Ортоклаз 1 Ортоклаз 2	Отделение аплито- вой магмы в кровле (?) Отделение бедных кварцем порфиров	Внедрение порфи- ритов и аплитов в кровлю Излияние трюммер- порфиров, брекчи- рование аплитов в кровле Излияние бедных кварцем порфиров	Конец пере- движки
Идиоморфный кварц		Внедрение гранитов и гранофириров Цементация апли- тов кровли грано- фирами	Складчатость краевой мульды
Гранофировая остаточная магма (Qt + Qu)		Застывание массива Жильные гранит- порфиры	Конец подвижек
Пневматолитовая фаза: мусковит, турмалин, железный блеск			

Интенсивные тектонические нарушения, происходившие в третичное время, разбили весь плутон на несколько участков, из которых одни (в центральной части) опустились, а другие (в краевых частях) были приподняты, что иллюстрируется схематическим продольным разрезом, изображенным на рис. 40.

Схематические поперечные разрезы на рис. 39 и 41 характеризуют соотношения внутри сложного комплекса позднекульмских инtruзиев и эффузивов.

Перед структурным анализом Бубнов поставил следующие задачи: 1. Установить соотношение между тектоническими элементами и структурой вмещающих пород. На необходимость такой увязки внутренней тектоники плутона с внешней, или, как ее называет Клоос, «нормальной тектоники», Г. Клоос в своих работах указывал неоднократно. 2. Выяснить положение дифференциатов излившихся пород по отношению к структурным элементам плутона и по отношению к региональной тектонике для выяснения природы инtruзий. 3. Увязать микроскопические структурные элементы и химическую характеристику дифференциатов с макроскопически устанавливаемым давлением на разные части массива—кровлю, подошву, выводной канал, для того чтобы объяснить ход магматических процессов. 4. Выяснить характер последовательности выделения минералов и дифференциации магмы в зависимости от хода инtruзии.

В Шварцвальдском плутоне наблюдались линейные текстуры течения и система первичных трещин. Линии течения имеют северо-восточное направление и образуют пологий свод благодаря горизонтальному залеганию в центральной части плутона и наклону к се-

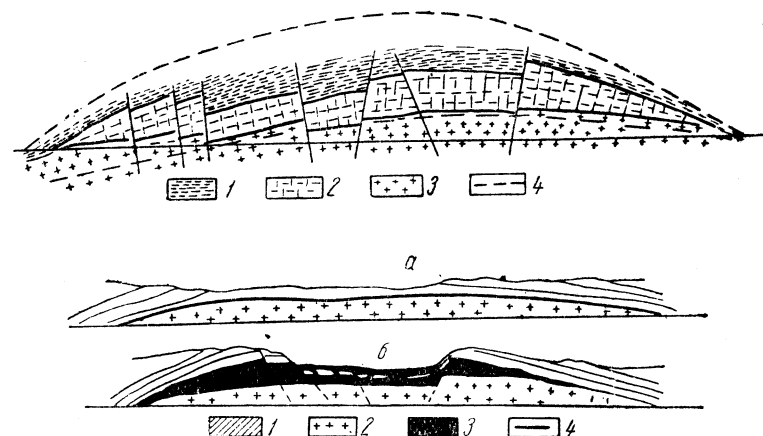


Рис. 40. Схематический разрез позднекульмского гранитного массива в южном Шварцвальде. Внизу схематический рисунок соотношений между мощностью инtruзии и мощностью кровли.
1. Древние сланцы. 2. Древние граниты. 3. Позднекульмский плутон. 4. Поверхность, использованная позднекульмской инtruзией.

веро-востоку в северо-восточной части и к юго-западу в юго-западной части плутона. Таким образом, мы имеем поперечный свод линий течения. В соответствии с выдержанным расположением этих линий

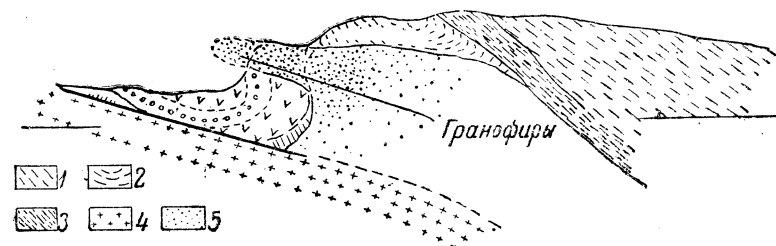


Рис. 41. Схема распределения петрографических фаций пород в позднекульмской эруптивной серии.
1. Гнейсы. 2. Палеозойские осадочные толщи. 3. Аплитовые гнейсо-граниты. 4. Гранититы. 5. Позднекульмская инtruзия.

система первичных трещин также выдержанная. Наиболее отчетливо первичные структуры видны, конечно, в самых молодых, эйзенбахских гранитах. Хорошо выдерживаются поперечные и продольные трещины.

Любопытную картину представляют собой продольные трещины. Как показывает изучение расположения этих трещин, если следовать от кровли и до подошвы, то можно заметить, что они обычно образуют систему с выпуклой поверхностью, причем эта выпуклость образована, как это изображено на рис. 42, к юго-востоку.

Такая выпуклость в расположении этих трещин объясняется, по Бубнову, тем, что движение инtruдирующих масс происходило с

северо-запада на юго-восток. Это движение, происшедшее не только в фазу течения, но и в фазу разломов, и послужило причиной того, что эти трещины изогнуты.

При изучении более ранних вариссийских гранититов и относительно более поздних позднекульмских гранитов обнаружено, что

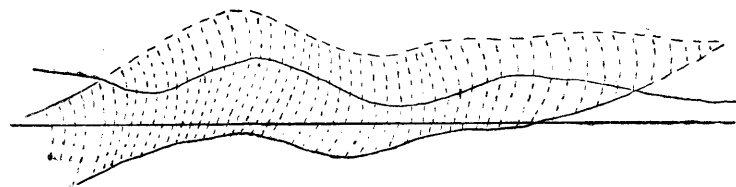


Рис. 42. Соотношения изогнутости трещин *S* с изогнутостью интрузивного позднекульмского массива в поперечном профиле.

движение магмы происходило в одном и том же направлении, с северо-запада на юго-восток. Одно и то же направление движения интрузирующей магмы послужило причиной возникновения одинаковой

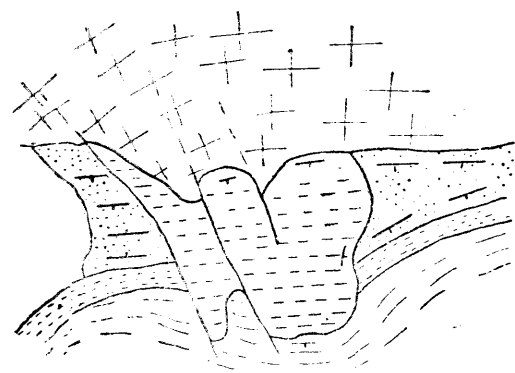


Рис. 43. Схематическая карточка положения Берхальдер-массива.

внутренней структуры плутона гранититов и плутона гранитов эйзенбахского типа. На схематической структурной карте (рис. 43) это совпадение структурных элементов видно очень хорошо. Общность структуры двух гранитных плутонов говорит о том, что движения магмы совершались в одном и том же направлении, а изучение геологических соотношений интрузий с вмещающими породами показало, что интрузии использовали тектонически ослабленное место — контакт между гнейсами и палеозойскими породами. Поднятие магмы происходило с северо-запада на юго-восток, наиболее же интенсивное растяжение магматических масс имело место вдоль ослабленной тектонической зоны в северо-восточном направлении, согласно которому располагаются линии течения. Кровля плутона изгибалась вдоль этого направления, причем возникал поперечный свод линий течения. Система поперечных трещин была использована более поздними жильными породами — гранит-порфирами, имеющими преимущественно северо-западное простирание.

Форма гранитного плутона линзовидная, северо-восточный и юго-западный края линзы выклиниваются, линза изогнута с выпуклостью, обращенной вверх. О форме гранитного плутона, сложенного наиболее молодыми гранитами, говорит схематический продольный разрез плутона. Главнейшие особенности внутренней структуры плутона возникли в результате активности магмы, которая использовала ослабленную тектоническую зону северо-восточного простирания. Таким образом плутон, считавшийся до исследований Бубнова батолитом, оказался плутоном, имеющим дно и линзовидную форму.

Баянаульский батолит в Казахстане

Структурно-геологическая карта Баянаульского плутона изображена на рис. 44. Петрологическое изучение плутона, выполненное на основе структурного анализа, производилось в 1937 и 1939 гг. Т. В. Плотниковой. Оставляя в стороне интересные данные по петрологии плутона, обратимся лишь к структурным особенностям плутона.

Баянаульский плутон находится в Павлодарской области Казахской ССР и занимает пространство примерно в 600 км². К западу плутон переходит в следующий плутон, составляющий непосредственное продолжение Баянаульского.

Геологическое строение плутона. Баянаульский плутон является сложным плутоном, сформировавшимся в течение трех интрузивных фаз. На карте (рис. 44) участки, сложенные породами различных фаз интрузии, обозначены римскими цифрами. Большая часть плутона сложена породами первой фазы интрузии, вторая же и третья фазы играли при формировании плутона второстепенную и подчиненную роль.

В состав пород первой фазы интрузии входят, главным образом, лейкократовые крупнозернистые розовые граниты, подчиненное значение имеют биотитовые порфирированные граниты. Жильная (дайковая) фация гранитов представлена микрогранитами, аплитами, лампрофирами и кварцевыми жилами.

Порфирированные граносиениты второй фазы интрузии слагают небольшие тела, располагающиеся внутри плутона, и имеют интрузивные контакты с гранитами. Порфирированные граносиениты включают ксенолиты гранитов и лампрофирированных пород, которые подвергаются контактово-метасоматическим изменениям. Известны дайки граносиенитов в гранитах. Граносиениты имеют жильную фацию пород, представленных мелкозернистыми диоритами.

В третью фазу интрузии возникли граносиенит-порфиры, встречающиеся в краевых (южной и юго-восточной) частях плутона. Контакты с гранитами интрузивные; в граносиенит-порфирах встречаются ксенолиты гранитов. Жильная фация пород представлена снессартитами, диоритовыми порфиритами и кварцевыми жилами.

Граниты первой фазы следует относить к типичным абиссальным породам, породы же второй и третьей фаз интрузии — к гипабиссальным породам. Необходимо отметить, что дифференциация магмы происходила на глубине. Может быть, слабые проявления дифференциации на месте выражались при кристаллизации лейкократовых гранитов в появлении более меланократовых и мало распространенных биотитовых гранитов.

Вмещающими плутон породами являются палеозойские осадочные породы (различные отделы палеозоя, нижний силур, нижний и средний девон). На структурной карте вмещающие породы обозначены продольной штриховкой, причем направление штриховки соответствует простиранию, а стрелки указывают падение различных пород. Жирные пунктирные линии служат для обозначения тектонических нарушений, каким подвергались вмещающие породы. То обстоятельство, что тектонические нарушения не продолжаютя внутрь плутона, указывает на доинтрузивный период возникновения тектонических нарушений. Следовательно, последовательность геологических процес-

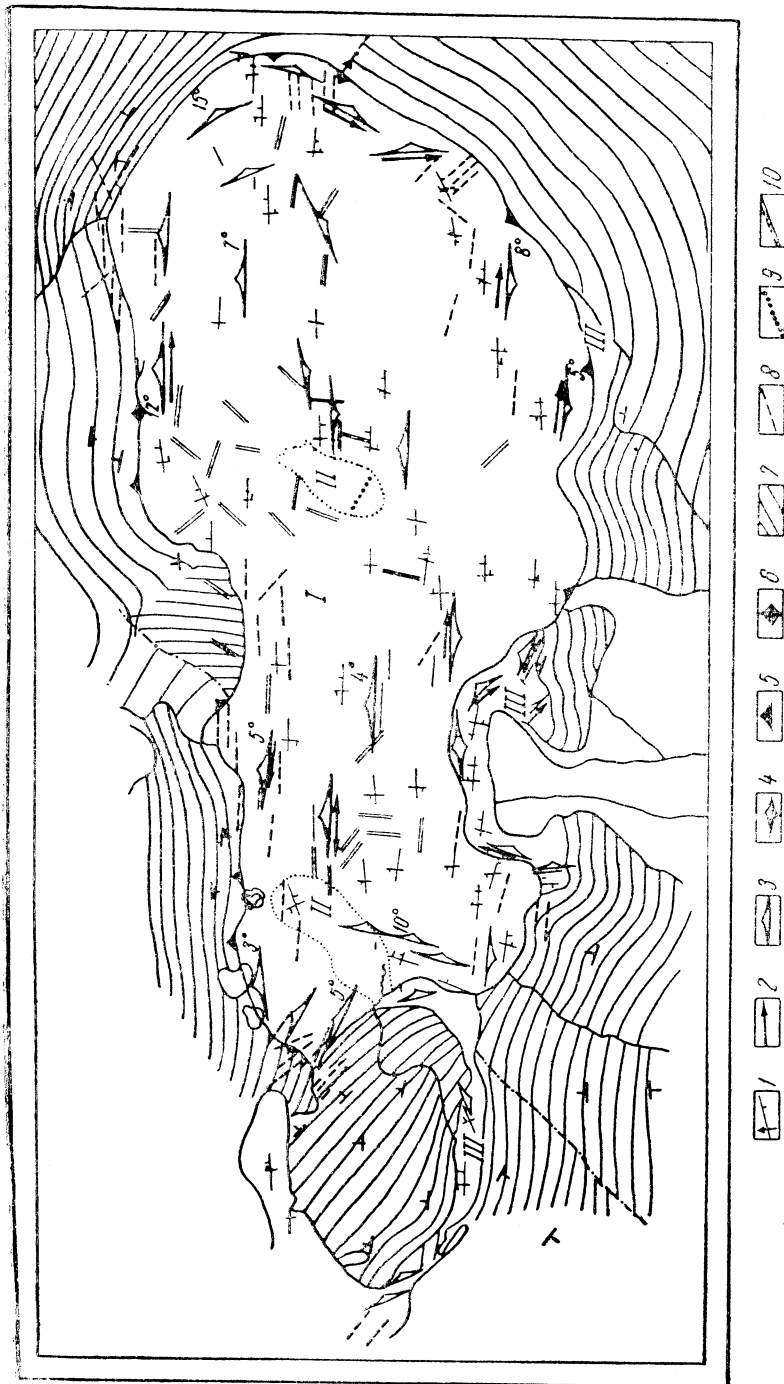


Рис. 44. Структурная схема Баянаульского батолита (по Плотниковой).
 1. Трещины Q (короткие), S (длинные). 2. Линии течения (наклонные). 3. Полосы течения горизонтальные. 5. Наклон контактной поверхности. 6. Вертикальный контакт. 7. Простирание вмещающих пород. 8. Жильные породы первой фазы интрузии. 9. Жильные породы второй фазы интрузии. 10. Жильные породы третьей фазы интрузии. I, II, III — породы различных фаз интрузии. Пунктиром обозначены тектонические нарушения во вмещающих породах.

сов была такой: сначала палеозойские породы подвергались складчатости, затем происходили тектонические нарушения (разрывы) и, наконец, имела место интрузия кислой магмы. Иными словами, Баянаульский pluton относится к посттектоническим plutонам. В изученном районе имеются мелкие интрузии основных пород (габбро), которые в местах тектонических нарушений подвергаются, наряду с палеозойскими породами, интенсивному дислокационному метаморфизму, что указывает на более древнее происхождение основных пород по сравнению с породами plutона.

Возраст plutона последевонский, что следует из того, что вмещающие породы подверглись контактному изменению, а самые молодые из них — девонского возраста.

Структура plutона. В породах Баянаульского plutона наблюдались местами довольно отчетливые текстуры течения, по которым можно было определить направление линий течения и положение в пространстве слоев первичной полосатости. Линии течения хорошо заметны при наличии порфиризовидных кристаллов полевого шпата, имеющих удлиненную форму. Так как эти кристаллы, кроме удлинения, обладают еще сплюснутой формой, то по ним хорошо определяется и первичная полосатость. Реже линии течения представлены лентовидными и веретенновидными шлирами, состоящими из скоплений изометрических зерен кварца или из скоплений же, главным образом, слюды. Сравнительно редко первичная полосатость проявляется в послойном чередовании относительно меланократовых и нормальных пород. На структурной карте нанесены линии течения стрелками и полосы течения специальными значками.

При рассмотрении структурной карты обращает на себя внимание следующее: 1) пологое, близкое к горизонтальному залегание слоев первичной полосатости; 2) широтное простирание их; 3) пологие наклоны слоев первичной полосатости у северного контакта на север и у южного контакта на юг; 4) пологий куполообразный заворот слоев первичной полосатости в восточной части plutона. Структурные особенности plutона указывают на то, что он является горизонтальным. Слои первичной полосатости образуют сводообразную выпуклость кверху, продольный, корытообразный свод по Болку. Выпуклость свода, как мы видели, говорит о механической активности интрузии и столь типична для батолитов. Линии течения, так же как и слои течения, имеют пологое залегание и преимущественно широтное простирание, что также говорит о горизонтальном plutоне.

Характер первичных трещин в plutоне хорошо определяется в соответствии с определенным расположением линий течения. В меридиональном направлении располагаются вертикальные и крутонаклонные (то к востоку, то к западу) трещины Q. В широтном направлении проходят трещины S, вертикальные или крутонаклонные (то к северу, то к югу). Трещины Q более резко выражены (открытые), трещины S гладкие и не так резко выражены. Трещины L примерно совпадают с первичной полосатостью. Широкое распространение имеют диагональные трещины.

Первичные трещины были использованы при формировании даек и жил. Обращает внимание, что жильные породы, генетически связанные с первой фазой интрузии, выполняют преимущественно диагональные и поперечные трещины (Q), в то время как жильные породы третьей фазы интрузии выполняют широтные трещины S.

Необходимо отметить, что сопоставление структурного блока в части плутона, сложенной породами первой фазы интрузии, со структурным блоком в части плутона, сложенной породами третьей фазы интрузии, указывает на одинаковое пространственное расположение обоих структурных блоков и, следовательно, на одинаковые тектонические условия, при которых совершалась интрузия различных фаз. Подробные данные о таком совпадении по отношению ко второй фазе интрузии, к сожалению, отсутствуют; судя по совпадению и одинаковому характеру первичных трещин в породах, возникших во все три фазы интрузии, можно говорить о совпадении структурных блоков для всех трех фаз интрузии.

Обращает на себя внимание некоторое усложнение в соотношениях первичных трещин с текстурами течения у восточного края плутона. Здесь текстуры течения образуют изгиб, в то время как в первичных трещинах такого нарушения не наблюдается. Очевидно, это усложнение объясняется, во-первых, очень пологим залеганием текстур течения и, во-вторых, тем, что после того, как плутон застыл и в нем начали возникать первичные трещины, весь плутон реагировал на тектонические напряжения, как единое твердое тело.

Этот плутон относится к плутонам второй величины.

Соотношение внутренней структуры плутона со структурой рамы. Баянаульский плутон имеет удлиненную форму, причем удлинение совпадает в общем с простираем палеозойских пород, поэтому плутон можно отнести к продольным плутонам. Сопоставление горизонтального плутона с полого-выпуклым сводом со структурой вмещающих пород, имеющих крутые углы падения, указывает на дисгармоничные соотношения внутренней тектоники плутона и структуры вмещающих пород.

На карте (рис. 44) особыми значками показано положение в пространстве поверхности контакта между плутоном и вмещающей рамой. Обращает на себя внимание то, что контактная поверхность наклонена к северу как у северного контакта (в сторону от плутона), так и у южного (в сторону к плутону). Углы наклона контактной поверхности варьируют от очень пологих до крутых. В некоторых местах можно наблюдать довольно крутой наклон поверхности контакта, а по удалении от него — полого залегающие слои первичной полосатости. Такое несоответствие между положением поверхности контакта и положением слоев первичной полосатости в пространстве указывает, повидимому, на местные крутые изгибы поверхности контакта.

Пологий наклон слоев первичной полосатости в плутоне к югу у южного контакта и наклон контактной поверхности к северу позволяют сделать предположение о том, что выпуклость свода образовалась в плутоне после того, как магма внедрилась в полость, в результате активного расширения полости магмой.

Положение контактной поверхности указывает также на дискордантность ее по отношению к структуре вмещающих пород. Кроме того, на основании наклонов контактной поверхности можно сделать заключение, что поднятие магмы и движение при формировании плутона происходили с севера на юг.

Интересны соотношения между структурой части плутона, сложенной породами третьей фазы интрузии, структурой всего плутона в целом и вмещающих пород. В третью фазу интрузии сформирова-

лось небольшое интрузивное тело пластообразной формы, залегающее на границе между интрузивным телом, сформировавшимся в первую фазу интрузии, и вмещающими породами. Очевидно, контакт между ними был ослабленным местом, которое и было использовано интрузией граносиенит-порфиров.

Глава V

ПРИМЕРЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ПЛУТОНОВ

В этой главе приводятся примеры структурного анализа плутонов различных типов. Вначале описываются примеры структуры и анатомии даек, далее особенности структуры и строения штоков, затем — горизонтальных плутонов и трещинных плутонов. Большой интерес в структурном отношении представляют кольцевые и конические интрузии. Впервые кольцевые и конические интрузии подробно изучались английскими геологами, но структурный анализ такого рода геологических образований впервые был выполнен советскими геологами. Для характеристики плутонической деятельности на больших глубинах приводится структурный анализ плутона пироксеновых гнейсо-диоритов Балтийского щита. Кроме примеров, помещенных в этой главе, примеры структурного анализа особого типа плутонов-батолитов для удобства изложения приводились в главе IV.

При описании отдельных примеров главное внимание обращалось на структуру плутонов и на те вопросы, которые возникают и разрешаются при помощи структурного анализа.

Напомним, что структурный анализ есть метод полевого геологического анализа. Геологам, которые впервые пользуются приемами структурного анализа в поле, необходимо быстрее добиться того, чтобы структурный анализ помогал глубже разбираться в самых разнообразных вопросах структуры, генезиса пород и месторождений, в возрастных и структурных взаимоотношениях между различными комплексами сложных плутонов, в соотношениях между дифференциацией и механизмом интрузии.

Описание отдельных плутонов сделано в сжатой форме. Глава с примерами структурного анализа отдельных плутонов является по существу иллюстрацией к главам II, III и IV.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ НЕСИММЕТРИЧНОЙ ДАЙКИ ДИАБАЗА

Эта несимметричная дайка диабазы была изучена А. А. Полкановым (1929). Дайка имеет северо-западное простираем (СЗ 335—340°) и полого наклонена к северо-востоку под углом 30—35°. Мощность ее около 24 м, и прослеживается она по простираем более чем на 24 км. Дайка залегает в архейских гранитах, гнейсо-гранитах и мигматитах. В более позднее время она подверглась тектоническим процессам, в результате которых возникла система трещин, и по ним произошло смещение отдельных участков дайки.

На рис. 45 приведен разрез вкрест простираем дайки. Внутренняя структура дайки характеризуется следующими особенностями: 1) дайка имеет несимметричное строение, что выражается в обогащении вкрапленниками плагиоклаза у висячего бока дайки; 2) вкрапленники плагиоклаза распределяются параллельно зальбандам дайки и образуют

несколько поясов; 3) в каждом поясе наблюдается обогащение вкрапленниками у висячего бока; 4) между поясами, в особенности у висячего бока, нередко наблюдаются резкие границы; 5) основная масса диабазы часто имеет флюидальную текстуру.

Первичный минералогический состав диабазы в дайке претерпевает изменения, с одной стороны, в результате автотемноморфизма (изменение пироксена и оливина в амфибол и изменение плагиоклаза — сосюритизация, альбитизация). Таким изменениям подвергались породы висячего бока в большей степени по сравнению с породами лежащего бока.

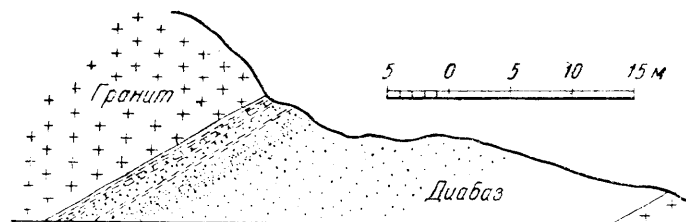


Рис. 45. Несимметричная дайка диабазы (по Полканову).

После отвердевания диабазы на тело дайки наложился динамические процессы, что привело к возникновению многочисленных расколов в центральной части дайки и к появлению катаклизмов и милонитов в висячем и лежащем боках дайки. При этих процессах происходило дальнейшее обеднение плагиоклаза кальцием вплоть до образования альбита и выполнения возникших трещинок амфиболом, эпидотом, клиноцоизитом, хлоритом, кальцитом, кварцем и лимонитом.

У висячего бока располагается приконтактная зона мощностью около 20 см плотных темнозеленых диабазов с неразличимыми отдельными минералами. Затем идет первый пояс скопления порфировых вкрапленников плагиоклаза мощностью примерно в 1,5 м. Вкрапленники плагиоклаза резко отличаются от плагиоклаза основной массы размерами и имеют до 10—12 см в длину и толстотаблитчатую форму. Распределяются вкрапленники неравномерно — у висячего бока они образуют скопление кристаллов, имеющее форму полосы, параллельной зальбанду дайки, а книзу количество вкрапленников быстро, но постепенно уменьшается. Вместе с крупными вкрапленниками плагиоклаза встречаются мелкие, причем количество крупных возрастает при движении вкост простирания вверх, а мелких — в обратном направлении. Часть пояса, обогащенная вкрапленниками, сильно раздроблена и даже рассланцована.

Ниже первого пояса вкрапленников располагаются второй мощностью 1,8 м, затем третий пояс мощностью около 0,5 м, после этого четвертый в 1,15 м и, наконец, пятый мощностью в 0,5 м. В каждом из поясов крупные вкрапленники образуют скопления, имеющие форму пласта и располагающиеся у висячего бока пояса. В нижнем, пятом поясе при наименьшей его мощности мощность такого скопления крупных вкрапленников плагиоклаза всего лишь 5 см. Размер вкрапленников в общем уменьшается по мере удаления от висячего бока дайки.

Нижнюю часть дайки мощностью примерно в 13,5 м составляют диабазы, в которых вкрапленники встречаются очень редко, — здесь они уже не образуют скоплений. Следует отметить, что вкрапленники в виде

отдельных кристаллов встречаются и в других местах дайки. В изменении размера зерен основной массы диабазы наблюдается следующая закономерность: в центральной части дайки диабазы более крупнозернистые, по мере же приближения к зальбанду диабазы становятся все более мелкозернистыми.

Уменьшение размера зерен объясняется температурным режимом застывания дайки в связи с охлаждающим влиянием стенок вмещающих пород.

В чем заключаются причины несимметричного строения дайки? Прежде всего необходимо ответить на вопрос, кристаллизовались ли крупные вкрапленники плагиоклаза после того, как магма выполнила трещину, или они кристаллизовались на глубине и таким образом представляют собой продукт подкоровой кристаллизации. На этот вопрос помогают ответить следующие наблюдения над крупными вкрапленниками плагиоклаза: 1) в крупных вкрапленниках, в противоположность мелким, отсутствует зональное строение; 2) характер двойникования в крупных вкрапленниках резко отличается от характера двойникования мелких вкрапленников плагиоклаза и зерен плагиоклаза основной массы; 3) размеры крупных вкрапленников (до 12 см в длину) резко отличаются от микроскопических размеров зерен плагиоклаза в диабазе; 4) крупные вкрапленники под влиянием воздействия жидкой основной массы местами подвергались коррозии. Кроме того, крупные вкрапленники имеют более основной характер. Все это определенно указывает на то, что крупные вкрапленники кристаллизовались на глубине и выносились жидкой основной массой породы. Выполнявший трещину магматический расплав состоял из смеси жидкой магмы и твердых кристаллов — вкрапленников плагиоклаза. Крупные вкрапленники можно, таким образом, назвать аллолитами — аллохтонными образованиями, в противоположность мелким вкрапленникам — автолитам.

Послойное распределение крупных вкрапленников происходило или после, или во время выполнения расплавом трещины. В чем же заключаются причины послойного распределения плагиоклаза и приуроченности скоплений плагиоклаза к висячему боку дайки? А. А. Полканов отмечает, что диабазовые дайки с вкрапленниками плагиоклаза встречаются нередко в изученном районе. В вертикальных и крутонаклонных дайках вкрапленники распределены равномерно по всей породе, следовательно одна из причин несимметричного строения заключается в наклонном залегании дайки.

Скопление крупных вкрапленников плагиоклаза у висячего бока дайки указывает на разницу в удельном весе вкрапленников и магмы. Был определен удельный вес вкрапленников, в среднем равный 2,68, и удельный вес стекла, полученного при переплавлении диабазы из основной массы. Удельный вес стекла указывает на то, что удельный вес диабазовой магмы равен примерно 2,72. Таким образом, разница в удельном весе вкрапленников плагиоклаза и включающей диабазовой магмы была равна примерно 0,04. Следовательно, всплывание вкрапленников регулировалось законами гравитации. Фактором же, обусловившим закономерное, послойное распределение в дайке вкрапленников, было движение. О движении совершенно отчетливо говорит флюидальность, которая возникла в различные фазы формирования дайки. В первую фазу происходило флюидальное расположение макровкрапленников плагиоклаза в жидкой основной диабазовой массе. Флюидальное расположение микровкрапленников плагиоклаза говорит о движении

магмы в начале кристаллизации. Кристаллизующиеся в процессе движения мелкие вкрапленники также располагались ориентированно. Флюидальное расположение кристаллов плагиоклаза в основной массе устанавливает последнюю фазу движения магмы. Эти три фазы являлись продолжением одна другой и могли даже взаимно сосуществовать. В последнюю фазу возникало послойное распределение скоплений кристаллов пироксена. Замечательно, что структура дайки выдерживается на больших расстояниях по простиранию, что можно было установить при сравнительном изучении разрезов из различных мест, хотя следует отметить, что одни пояса вкрапленников обладают большим постоянством, другие меньшим. Так, например, третий пояс местами выклинивается и исчезает.

Третьим фактором, регулирующим движение и пространственное распределение вкрапленников плагиоклаза, была вязкость магмы. По соображениям А. А. Полканова, вязкость диабазовой магмы превосходила примерно в 1350 раз вязкость воды. Учитывая разницу в удельных весах (0,04), вязкость магмы и наклон дайки, А. А. Полканов пытается математически вычислить и составить кривую, по которой происходило перемещение крупных вкрапленников, равномерно распределенных в магме, к висячему боку дайки. При этом принимались в расчет и размеры макровкрапленников. В результате получилась довольно наглядная картина движения макровкрапленников при интрузии диабазовой магмы. Можно, однако, не согласиться с А. А. Полкановым в том отношении, что наличие нескольких поясов указывает, как он предполагает, на последовательное возникновение их одного после другого. Более вероятным кажется возникновение всех поясов одновременно. Существуют примеры, где множество подобных поясов в первично-расслоенных плутонах возникает одновременно и где одновременность их возникновения не вызывает никаких сомнений. В главе II, где разбирается вопрос о происхождении первичной полосатости, указывается, что в процессе движения в кристаллизующейся магме образуются обособляющиеся в виде шлиров или полос гломерокристаллические агрегаты, главным образом, вследствие разницы в скорости движения твердых кристаллов и более подвижной жидкой магмы.

В результате неравномерного распределения вкрапленников в дайке различные участки будут содержать различное же количество плагиоклаза. Количество плагиоклаза сильно варьирует и в скоплениях вкрапленников плагиоклаза достигает почти 100%. В результате гравитации и движения произошла дифференциация диабазовой магмы, с образованием большого разнообразия ряда пород, крайними членами которого являются анортозиты (в прослоях, состоящих нацело из плагиоклаза) и, с другой стороны, полевошпатовые пироксениты, слагающие небольшие прослои, состоящие из скоплений кристаллов пироксена.

Наблюдаемые в несимметричной дайке скопления кристаллов плагиоклаза имеют прямое отношение к вопросу о генезисе анортозитов. Они убедительно показывают, каким образом могут возникнуть почти мономинеральные породы при кристаллизации диабазовой магмы. Несимметричная дайка является прекрасной иллюстрацией процессов кристаллизационной дифференциации, совершающихся внутри интрузивных тел. Несимметричная дайка является исключительно наглядным описанным в литературе примером, дающим возможность при помощи тщательного изучения внутренней структуры этой оригинальной дайки шаг за шагом проследить геологическую историю интрузивного тела.

СТРУКТУРА ФЕЛЬЗИТОВОЙ ДАЙКИ С ГОРЫ АСКУТНЕЙ

Р. Болк описал дайку девитрифицированного фельзита с горы Аскутней (Болк и Кригер, 1936), в которой первичная полосатость делает причудливые изгибы — складочки (рис. 46). Полосатость в дайке выражена очень отчетливо вследствие того, что скопления сферолитов вытягиваются полосами. Наличие сферолитовых полос и стекла в фельзите, которое затем было в большинстве случаев девитрифицировано, резко подчеркивает первично-магматическое происхождение флюидалности — полосатости. Таких даек Болк наблюдал несколько, мощность их была до 1,5 м. Полосы слоев течения или флюидалности наиболее резки у зальбандов даек. Местами видны линии течения, состоящие из скоплений мельчайших пластинок серицита. Линии течения располагаются в слоях течений и примерно совпадают с направлением падения полосатости.

Формирование даек происходило, по видимому, на очень небольшой глубине, вследствие чего при поднятии магмы снизу вверх в очень вязком и быстро застывшем расплаве и возникали складочки причудливых очертаний.

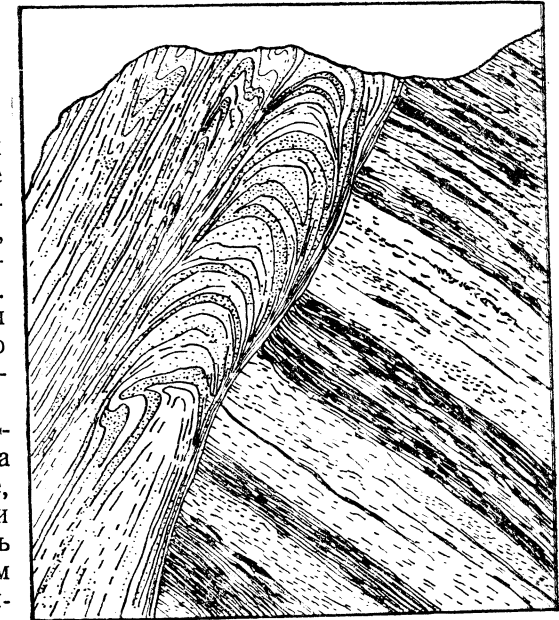


Рис. 46. Девитрифицированная фельзитовая дайка, рассекающая роговообманковые гнейсы (по Болку) к северо-западу от горы Аскутней, Вермонт. Изоклиналильные складки наклонены согласно контакту. Площадь примерно 180 × 120 м.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ШТОКА СНОУБАНК

Шток Сноубанк в Миннесоте в США был изучен Болком и Граутом (1934). На рис. 47 изображена геологическая карта штока и вмещающих пород. Шток имеет округлые очертания и размеры 8 × 5 км. Его слагают сиениты и граниты. По своей форме шток представляет вертикальный, вернее, очень круто наклоненный к юго-западу плутон. Вдоль контакта в штоке имеется зона краевых гнейсов, мощностью примерно в 200 м. По мере удаления от контакта к центру плутона гнейсогранитовые фации гранитов и сиенитов постепенно сменяются массивными породами гранитовой фации. В породах центральной части плутона никаких следов катаклаза или рассланцевания не обнаружено, переход от настоящих гнейсогранитов и гнейсо-сиенитов к массивным породам постепенный. Поверхности резко выраженной сланцеватости краевых гнейсов параллельны поверхности контакта и, стало быть, имеют почти цилиндрическую форму. В краевой части плутона наблюдается первичная полосатость и более резко выраженная линейность. Линии течения, представленные кристаллами роговой обманки, слегка удлиненными полевыми шпатами, веретеновидными шлирами и удли-

ненными ксенолитами, располагаются в слоях течения и почти вертикальны. Кроме приконтактной зоны, линии течения наблюдаются и в центральной части штока. Согласно опытам Риделя, движение в таких плутонах, как штоки, соответствует направлению линий течения (Ридель, 1929). Следовательно, вертикальное направление линий течения в штоке Сноубанк указывает на вертикальное поднятие магмы.

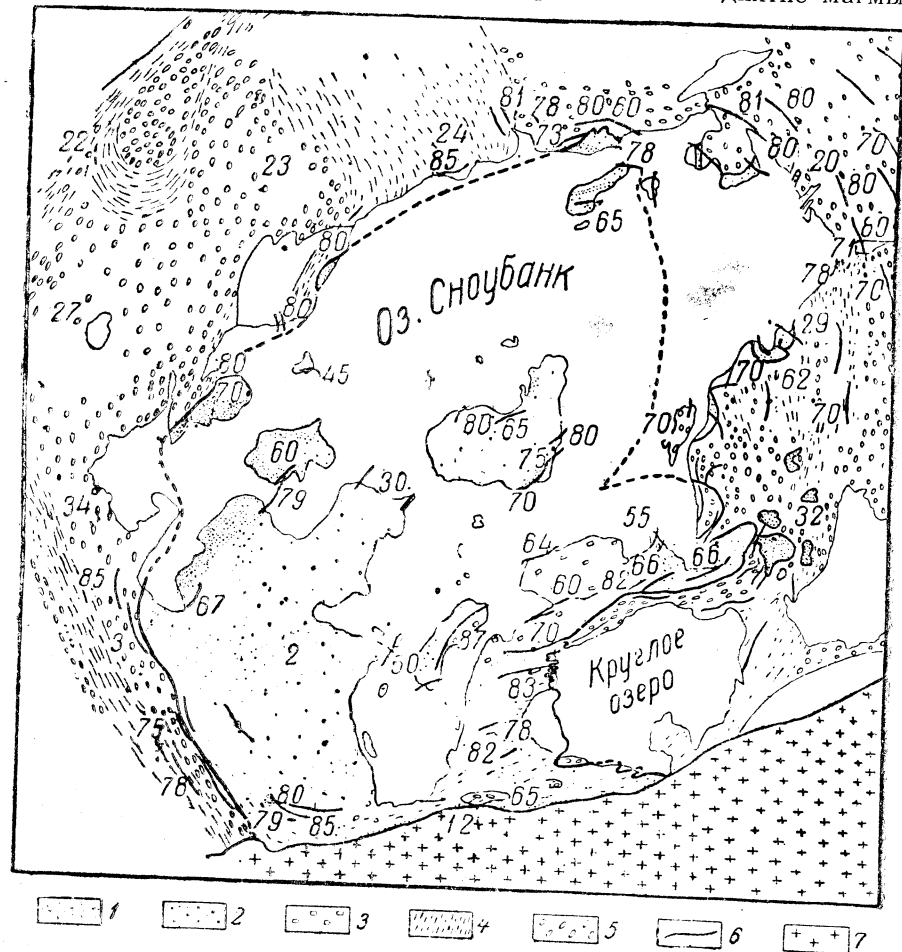


Рис. 47. Шток Сноубанк (по Болку и Грауту).

1. Граниты. 2. Среднезернистые и мелкозернистые сиениты. 3. Ранние сиениты. 4. Сланцы и граувакки. 5. Конгломераты. 6. Первичная полосатость. 7. Граниты.

Структура вмещающих пород обладает интересными особенностями, которые заключаются в следующем. Простирающиеся сланцы, граувакки и конгломераты вдали от контакта северо-западнее, у контакта же со штоком проходит полоса сланцевых роговиков, которая окаймляет со всех сторон шток. Сланцеватость в роговиках располагается согласно по отношению к сланцеватости краевых гнейсов и образует аналогично сланцеватости краевых гнейсов почти цилиндрическую поверхность. Таким образом, в результате контактного изменения во вмещающих породах возникает своеобразная «приспособленная» структура, повторяющая очертание контактной поверхности плутона.

Очень оригинальные изменения претерпевают гальки конгломерата в тех местах, где конгломераты находятся в контакте с плутоном. Обычно гальки конгломерата округлые, изометричные, у контакта же они имеют вытянутую сигарообразную форму, причем длинная ось сигарообразных галек располагается параллельно направлению линий течения.

Одинаковая структура краевых гнейсов и зоны контактных роговиков указывает на то, что и те и другие возникли вследствие одной и той же причины. Активное механическое воздействие магмы на вмещающие породы послужило причиной появления краевых гнейсов. Застывание краевых частей плутона происходило значительно быстрее по

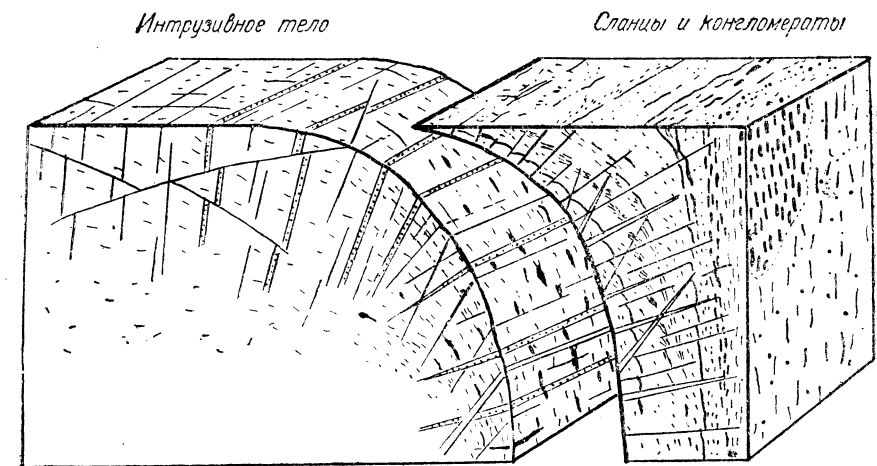


Рис. 48. Блок-диаграмма по Болку и Грауту.

сравнению с центральной частью его. Под влиянием продолжавшегося напора магмы гидростатическое давление, господствовавшее внутри незаствившей части магмы в центральной части плутона, трансформировалось в краевой уже заствившей части плутона в одностороннее давление, направленное перпендикулярно стенкам плутона, в результате чего и возникли краевые гнейсы. Активное воздействие магмы, расширявшей свою камеру, не ограничивалось воздействием на краевую часть плутона, но распространялось и на вмещающие породы. В период формирования краевых гнейсов прилегающие к плутону части вмещающих пород были значительно прогреты и поэтому реагировали на активное воздействие магмы, расширявшей камеру, одинаково с краевыми гнейсами, что и послужило причиной возникновения оригинальных наложенных структур в экзоконтактной зоне.

Активное воздействие напавшей снизу магмы продолжалось и после заствивания плутона, и так как дальнейшее расширение камеры могло осуществляться путем возникновения трещин и перемещений пород, то и возникли типичные краевые трещины, по которым происходили взбросы. На рис. 48 изображен разрез краевой части этого плутона, на котором обозначены краевые трещины. На этом примере хорошо видно, что все структурные особенности как внутри плутона, так и во вмещающих породах в приконтактной зоне возникли в результате активности магмы. Активно действовавшая магма расширяла камеру,

в результате чего возникли краевые гнейсы и рассланцованные роговики, и это стремление к расширению продолжалось и после того, как плутон затвердел.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ЗЛАТОГОРСКОГО ШТОКА В СЕВЕРНОМ КАЗАХСТАНЕ

Златогорский плутон ультраосновных и основных пород находится в Акмолинской области неподалеку от озера Иман-тау, почему его иногда называют Имантавским плутоном. Геологическое строение и структура этого плутона и вмещающих пород изображены на схематической карте (рис. 49).

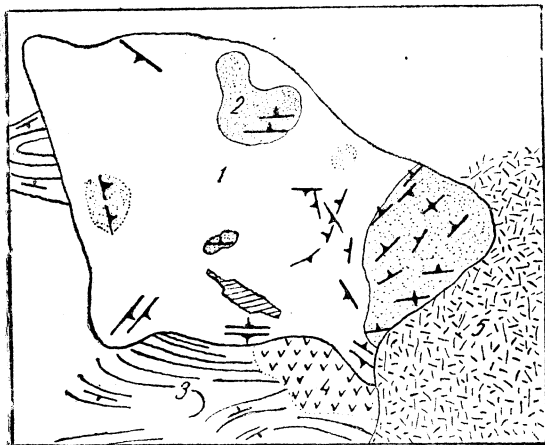


Рис. 49. Структурная схема Златогорского плутона ультраосновных пород в Сев. Казахстане.

Породы, слагающие плутон: 1. Измененные ультраосновные породы. 2. Основные породы. 3. Кварциты, филлиты и зеленокаменные сланцы. 4. Габбро-амфиболиты. 5. Молодые биотитовые граниты. Не заштрихованы на площади, не занятой плутоном, четвертичные отложения. Знаками указаны первичная полосатость в плутоне и сланцеватость во вмещающих породах, углы падения в большинстве случаев очень крутые, 70—90°.

хорошим примером первично-расслоенных плутонов с отчетливо выраженными первично-полосатыми и линейными текстурами в габбро-норитах и нередко в серпентинитах (метаперидотитах). В габбро-норитах первичная полосатость выражается в послойном чередовании участков, обогащенных цветными минералами, и участков, богатых плагиоклазом. В троктолитах первичная полосатость отчетливо выражена благодаря плоско-параллельному расположению кристаллов плагиоклаза. В серпентинитах полосатость хорошо видна в случаях, когда имеются порфиновые выделения измененного пироксена или скопления вкрапленников пироксена. Линейные текстуры характеризуются или наличием удлиненных кристаллов, или, чаще, наличием агрегатов кристаллов, имеющих веретеновидную форму. Такая первичная линейная текстура наблюдалась в габбро-норитах, троктолитах и серпентинитах. Довольно большое количество нанесенных на структурную карту измерений говорит о том, что текстуры течения наблюдаются довольно часто. То обстоятельство, что значков много в восточной части плутона, объясняется хорошей обнаженностью восточного края плутона в противоположность западной части, закрытой наносами.

структура этого плутона и вмещающих пород изображены на схематической карте (рис. 49).

Среди пород, слагающих плутон, можно наметить три серии: 1) ультраосновные породы, представленные, главным образом, серпентинитами, возникшими при автометаморфическом изменении перидотитов; 2) габбро-нориты с подчиненными оливковыми норитами и троктолитами и, наконец, 3) породы дайковой фации — габбро, нориты, микронориты и диабазы. Структурное изучение Златогорского штока производилось в 1940 г. Н. А. Елисеевым и Э. Е. Федоровым.

Первичные структуры течения Златогорский плутон является

Особенности внутренней структуры плутона. Первичная полосатость почти всегда имеет очень крутые углы наклона, близкие к вертикальным, реже углы наклона более пологие, в 50—60°, и, наконец, в виде исключения углы наклона заключаются в пределах 30—40°. Линии течения располагаются в слоях первичной полосатости и почти совпадают с направлением падения их, что указывает на очень крутой наклон линий течения. Преобладающее простирание первичной полосатости восточно-северо-восточное с отклонениями в ту и другую сторону. Линии течения круто наклонены, преимущественно к западо-северо-западу.

Первичные трещины представлены многочисленными трещинами отдельности, разбивающими породы на мелкие угловатые обломки. Наиболее типична, пожалуй, отдельность, совпадающая с первичной полосатостью; в расположении других трещин какую-либо закономерность подметить трудно. Как показала практика структурного анализа, для структуры мелких плутонов, аналогичных Златогорскому, первичные трещины не типичны и не могут быть использованы при выяснении вопросов, связанных с изучением анатомии и структуры плутона.

Возрастные и структурные соотношения плутона с вмещающими породами. Златогорский плутон имеет контакт на востоке с более молодыми биотитовыми гранитами. В контактах гранитов и габбро-норитов у восточной границы плутона на юго-восточном склоне сопки Копы наблюдаются как экзоконтактные изменения габбро-норитов, что выражается в слабом ороговиковании этих пород, так и эндоконтактные изменения гранитов, которые становятся более мелкозернистыми по сравнению с гранитами, располагающимися в удалении от контакта. Судя по незначительной мощности контактной зоны, контакт между гранитами и габбро-норитами очень крутой. Граниты представлены типичными гранитовыми фациями пород и никаких следов первично-полосатых или линейных текстур не обнаруживают.

С запада и юга плутон находится в контакте с серией метаморфических пород (кварциты, филлиты, амфиболиты, метагаббро, роговообманковые сланцы, туфогенные сланцы) предположительно докембрийского возраста. Эти породы подверглись интенсивному дислокационному метаморфизму и при метаморфизме испытали дифференциальные движения.¹

Помимо очень часто встречающейся сланцеватости, в этих породах наблюдаются местами очень хорошо выраженные ложные зеркала скольжения с бороздами, полого наклоненными к горизонту. Такие борозды наблюдались в нескольких местах.

Непосредственных контактов плутона с вмещающими породами не наблюдалось, но не вызывает никаких сомнений, что возраст плутона более молодой по сравнению с серией вмещающих протерозойских пород. Следующие факты подтверждают правильность такого заключения: 1) небольшие тела серпентинитов в виде выклинивающихся пластовых тел пересекают слоистые протерозойские породы на берегу р. Бурлука у восточной границы плутона; 2) протерозойские породы подверглись интенсивному дислокационному метаморфизму, в то время как породы плутона, как правило, свежие, с хорошо сохранившимися текстурами.

¹ В большой части они, повидимому, представлены В-тектонитами (см. главу «Микроструктурный анализ»).

течения и в большинстве случаев с первично-магматическими структурами.

Отмеченные предыдущими исследователями явления бластеза и катаклаза в габбро-норитах и других породах встречаются сравнительно редко и возникли в период формирования плутона.

Соотношения между различными породами, слагающими плутон. Как указывалось выше, петрографический состав плутона довольно разнообразен. Главными породами являются, с одной стороны, габбро-нориты и подчиненные им породы и, с другой — серпентиниты.

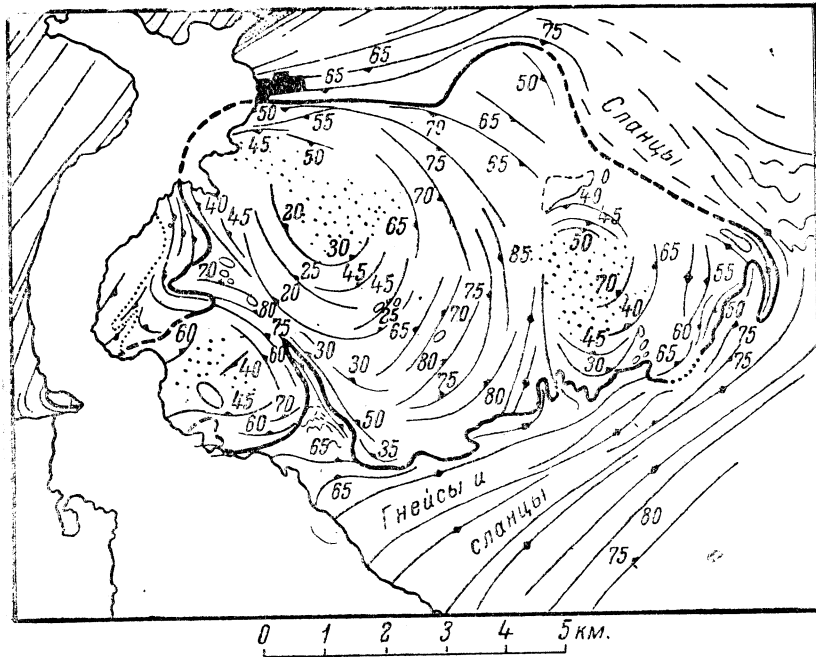


Рис. 50. Структурная карта кортлендских норитов к северу от Нью-Йорка (по Болку). Трубообразный массив делится на три второстепенных тела, внутренние части которых имеют массивную текстуру.

1. Контакты норитов. 2. Предполагаемый контакт. 3. Массивные нориты. 4. Включения гнейса, мрамора, сланцев. 5. Простираание и падение полос течения. 6. Вертикальное падение.

тиниты. Пространственное распределение этих серий пород характеризуется следующими особенностями. С одной стороны, серия габбро-норитов слагает обособленные участки. Непосредственных контактов между участками, сложенными различными сериями пород, нигде не наблюдалось. Одинаковые геологические структуры обеих серий указывают на генетическое родство серий. С другой стороны, габбро-нориты встречаются в виде прослоев среди серпентинитов и имеют одинаковую с последними структуру. В контакте габбро-норитов и серпентинитов наблюдаются постепенные переходы. Необходимо отметить, что, наряду с такими соотношениями, указывающими на генетическое единство серии габбро-норитов с серией серпентинитов, имеются габбро-нориты

и микронориты жильного характера, которые нужно относить к породам дайковой фации.

Приняв предположение о генетическом единстве пород группы габбро-норитов и группы серпентинитов, можно предположить, что Златогорский плутон относится к простым плутонам (не считая дайковой фации пород).

Форма плутона. Принимая во внимание очень крутые наклоны слоев первичной полосатости и линий течения, мы имеем вертикальный плутон, который можно назвать штоком.

Механизм интрузии. Крутонаклонное, близкое к вертикальному расположение линий течения и слоев течения указывает на то, что движение магматических масс при формировании плутона было направлено почти вертикально снизу вверх. Наклон линий течения к востоко-северо-востоку указывает на то, что поднятие магмы происходило крутонаклонно с востоко-северо-востока к западо-юго-западу.

Тип плутона. Златогорский плутон по относительной величине следует причислить к плутонам третьей величины. По отношению к тектоническому строению плутон относится к ядерным плутонам, располагающимся целиком внутри одного геологического комплекса (более молодые граниты во внимание не принимаются).

По отношению к тектоническим движениям плутон является, видимо, синтетектоничным — одновременным с образованием разломов в докембрийских породах. Породы плутона структурно относятся к гранитовым фациям с отчетливо выраженными первично-полосатыми и линейными текстурами течения. Внутренняя тектоника плутона не самостоятельная, полосатость параллельна стенкам полости, вмещающей плутон. Отношение контакта к тектонике окружающих пород несогласное. Отношение внутренней тектоники к контакту конформное. Отношение внутренней тектоники плутона к внешней тектонике (к тектонике вмещающих пород) дисгармоничное.

Структуру Златогорского плутона несколько напоминает структура трубообразного норитового массива, изображенного на рис. 50.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ГАББРО-ЛАБРАДОРитОВОГО ПЛУТОНА НА ВОЛЫНИ

Структурное изучение плутона производилось в 1930 и 1935 гг. А. А. Полкановым (1937, 1938). На рис. 51 изображена схематическая картонка, показывающая распределение различных комплексов пород на изученной территории.

Из имеющихся данных видно, что плутон представляет интрузивное тело, сформировавшееся в две интрузивные фазы. В первую, длительную фазу (с подфазами Ia и Ib) в полость, вытянутую в северо-северо-западном направлении, интродировала магма, при охлаждении которой возникла краевая часть плутона, сложенная определенной ассоциацией пород и названная краевым комплексом (подфаза Ia). Этот комплекс сложен средне- и мелкозернистыми и редко крупно- и грубозернистыми породами ряда габбро, габбро-норита, габбро-сиенита и лабрадорита на месте зарождения. В эту же фазу интрузии происходила кристаллизация в центральной части плутона. При продолжавшемся далее движении отчасти раскристаллизованной магмы центральной части плутона происходило нарушение и взламывание отвердевшего краевого комплекса и продвижение магмы в более верхние горизонты земной

коры. Движение сопровождалось опусканием участков краевого комплекса в незастывшую центральную часть плутона. Продолжавшаяся кристаллизация магмы привела к образованию ассоциации пород центрального комплекса (подфаза Ib). В состав комплекса входят преимущественно грубозернистые и редкосреднезернистые габбро, габбро-нориты, нориты и лейкократовые разновидности тех же пород и, наконец, лабрадориты.

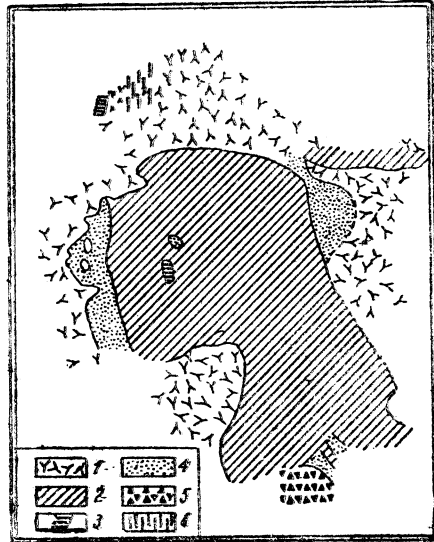


Рис. 51. Плутон габбро-лабрадоритов Больни. Схема геологического строения (по Полканову).

1. Граниты коростеньские.
2. Габбро-сиениты.
3. Центральный комплекс габбро-лабрадоритов.
4. Краевой комплекс габбро-норитов.
5. Гранит житомирский.
6. Гнейсы и мигматиты (архей).

явление сравнительно редкое. В породе почти не обнаружено признаков протоклаза. Не совсем ясно, возникли ли округлые, овоидальные формы кристаллов лабрадора, наблюдающиеся в некоторых случаях, в результате механической обработки или иначе.

Текстуры пород, не отражающие движения магмы, очень часто переходят в директивные, отражающие движение магмы во время кристаллизации. Такое движение нашло отражение прежде всего во взаимном расположении кристаллов плагиоклаза, что объясняется тем, что плагиоклаз выделялся ранее других компонентов породы. Это подтверждается следующими наблюдениями: 1) большая часть пород имеет порфиристые вкрапления плагиоклаза, достигающие иногда гигантских размеров (до 85 см в длину), вкрапления цветных минералов наблюдаются редко; 2) флюидально-трахитоидные текстуры указывают на свободное передвижение в пространстве кристаллов плагиоклаза и подчиненное значение кристаллов цветных минералов: пластинчатая форма кристаллов плагиоклаза представляла благоприятную особенность при образовании различных текстур течения во время движения кристаллизующейся магмы.

В течение длительной (a+b) первой фазы и сформировалось все огромное тело плутона. После того как плутон застыл и отвердел, в фазу разломов происходила дополнительная интрузия, в результате которой и возникли породы дайковой формации (II фаза интрузии). Масштаб II фазы был незначительным. Породы дайкового комплекса представлены габбро-диабазами, габбро-сиенитами, сиенитами и гранитоидами.

Граниты возникли в более позднее время по сравнению с плутоном габбро-анортозитов.

Структура плутона и текстура пород, слагающих плутон, характеризуются следующими особенностями. Все породы плутона обладают нормально-гранитоидной структурой, т. е. относятся структурно к гранитной фации пород. Структурное различие пород заключается в отсутствии или присутствии вкрапленников плагиоклаза и в размере зерен. Полное отсутствие вкрапленников —

Различаются текстуры течения в породах без порфиристых вкрапленников и в породах с порфиристыми вкрапленниками. Породы без вкрапленников обладают или флюидально-трахитоидными, или полосатыми текстурами.

Эти типы текстур интересны не только с точки зрения иллюстрации явлений течения, но и потому, что они проливают свет на генезис лабрадоритов. На рис. 52 и 53 изображены различные особенности текстур

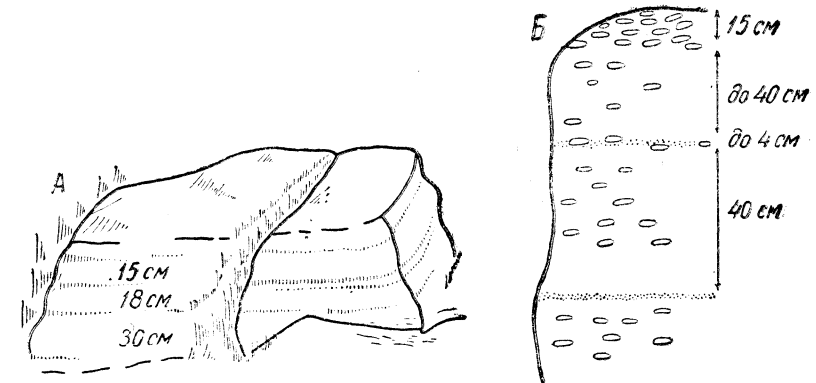


Рис. 52. Обнажение полосатого габбро-норита краевого комплекса.

В лейкократовом габбро-норите видны слои более меланократового габбро, частью на своем протяжении выклинивающиеся и снова появляющиеся. А — одна из деталей обнажения. Тонкие слои более меланократового габбро переслаиваются с порфиристыми габбро с местными скоплениями вкрапленников (Б) (по Полканову).

течения с различными соотношениями между главными минералами. Переходы между отдельными породами, находящимися в послыном чередовании, в одних случаях резкие, в других — постепенные. Наиболее совершенные текстуры течения наблюдаются в краевых фациях плутона. На рис. 54 представлен схематический разрез одного из участков краевого комплекса, передающий картину расположения слоев порфиридного габбро в полосатом габбро-норите.

Беспорфиристые крупнозернистые габбро и лейко-габбро центрального комплекса обнаруживают очень совершенную флюидально-трахитоидную текстуру. В непорфиристых грубозернистых (зерна крупнее 4—5 см в поперечнике) габбро-лейко-габбро-лабрадоритах центрального комплекса флюидально-трахитоидные текстуры не так часто достигают большого совершенства. Это, вероятно, объясняется тем, что кристаллы плагиоклаза обладали такой формой, при которой во время движения труднее осуществлялось слоистое и параллельное их расположение. Другая причина заключалась, вероятно, в отсутствии направляющего влияния стенок плутона на движение магмы.

Большой интерес представляет неправильно-шлировое сложение пород центрального комплекса. Включающей породой являются грубозернистые лейкократовые габбро и лабрадориты. В шлирах наблюдались габбро-нориты, порфиридные лейкократовые габбро, лабрадориты, — вероятно, все те же породы, что и в слоях с плоско-параллельной текстурой. Размеры этих тел до 10 м в длину.

В породах с вкрапленниками плагиоклаза движение магмы при кристаллизации находило отражение в расположении и распределении вкрапленников в основной массе. Мелкозернистые и среднезернистые

габбро краевого комплекса с редко рассеянными вкрапленниками обычно плохо передают явления движения магмы. При значительном скоплении вкрапленников признаки организованного расположения, выражающегося в образовании рядов вкрапленников, видны отчетливо.

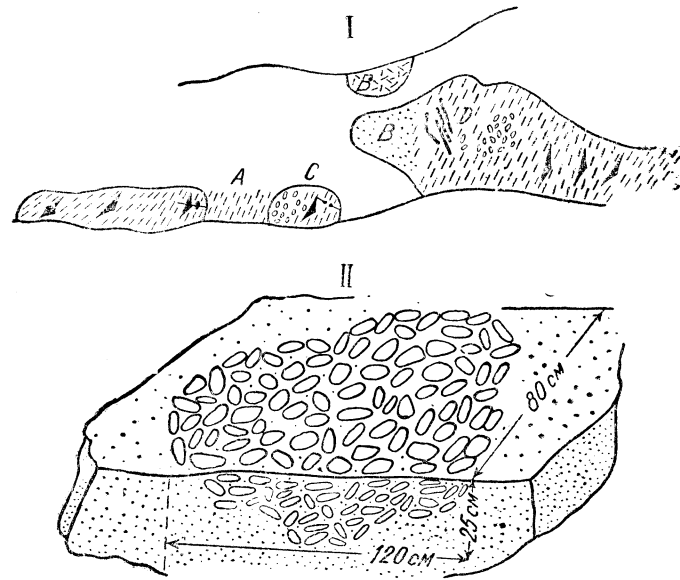


Рис. 53. Вверху — обнажение. Крупнозернистое, частью флюидально-трахитоидное (А), частью массивное (В) габбро слагает обнажение. С — тела порфириовидного лейкократового габбро или лабрадора на месте зарождения. D — сеть пересекающихся тонких жил гранитного пегматита. Значки обозначают плоскости течения габбро. Внизу шпир лабрадора сплюснут в плоскости течения среднезернистого габбро-норита (по Полканову).

Нарастающая ориентированность в текстурах переходит в перераспределение вкрапленников в пространстве, занимаемом породой.

Очень редко наблюдается такое распределение вкрапленников, в котором крупные выделения лабрадора образуют шпир, вытянутые в одном направлении, — линии течения.



Рис. 54. Схема. Небольшой участок краевого комплекса, передающий картину расположения слоев порфириовидного габбро-норита (по Полканову).

Таким образом, изучение первичных текстур в плутоне совершенно определенно указывает, что движение и гравитация служили причиной появления большого разнообразия горных пород в плутоне и их пространственного распределения. Так как в текстурах сочетаются лейкократовые и более меланократовые породы, то по существу вопрос сводится к механизму такого разделения пород. Так как при движении происходит аккумуляция плагиоклаза, а скопления цветных минералов на-

блюдаются очень редко, то отсюда можно сделать заключение, что слои более меланократовых пород среди лейкократовых являются скорее всего остаточными продуктами, отделившимися при движении от ранее формирующейся лейкократовой части породы. В пользу такого предположения можно сказать следующее: 1) постепенные переходы между лейкократовыми и меланократовыми породами говорят о сингенетичности пород в прослоях; 2) постоянный идиоморфизм плагиоклаза основной массы при наличии следов его свободного перемещения при движении говорит о его раннем выделении и о том, что он раньше других минералов подвергался перераспределению в пространстве; 3) дайки меланократового состава, рассекающие полосатые породы, состоящие из послойного чередования лабрадора и такого же меланократового габбро-норита, как и в дайке, указывают на то, что габбро-нориты были еще жидкими и подвижными, когда лабрадориты уже давали трещины, т. е. уже в значительной степени отвердели.

На основании геологических и структурных наблюдений можно сделать заключение, что генезис различных структур обуславливался следующими факторами: 1) аккумуляцией и перераспределением вкрапленников плагиоклаза при движении; 2) тем же самым и так же при движении в других случаях, с аккумуляцией плагиоклаза основной массы и при одновременном отделении остаточной жидкости габброидного состава; 3) перераспределением и аккумуляцией цветных минералов, которые в некоторых случаях происходили одновременно с перераспределением и аккумуляцией плагиоклаза. Отделение остаточной жидкости возникло вследствие пространственного перераспределения минералов при движении и вследствие отжимания жидкости во время движения. При таком отжимании не было таких сильных механических напряжений, которые образовали бы протокластические структуры, какие имеют место в анортозитовом массиве Адирондака. В результате влияния указанных факторов происходило скопление плагиоклаза, вследствие чего появлялись в большом количестве лейкократовые, обогащенные плагиоклазом породы.

Что представляли собой такие лейкократовые породы, показывают результаты количественных подсчетов минералов, которые в свое время сделал П. Н. Чирвинский. В порфириовидном габбро, например, подсчет дал следующие цифры (проценты объемные): плагиоклазовых вкрапленников 26,44%, плагиоклаза основной массы 46,62% и остальных минералов 26,94%, т. е. на долю полевого шпата приходится $\frac{3}{4}$ всех минералов (более 73%). По сравнению с 63% эвтектического плагиоклаза для габбро-норита в волынских породах, избыточное содержание плагиоклаза в исследованной породе выражается в 10%. В других случаях количество избыточного полевого шпата сверх эвтектики достигало еще больших размеров и возникало вследствие аккумуляции при движении магмы. В центральном комплексе такое обогащение плагиоклазом было еще более высоким (20% избыточного плагиоклаза), что объясняется тем, что вследствие медленного охлаждения условия для аккумуляции были здесь более благоприятны.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ АДИРОНДАКСКИХ АНОРТОЗИТОВ

Структурный анализ адирондакских анортозитов производился Р. Болком. Результаты исследований были опубликованы в 1930 и 1931 гг.

По сравнению с лабрадоритами Больши аортозиты Адирондака обладают многими оригинальными особенностями и гораздо большим разнообразием геологических явлений.

Местоположение. Адирондакский аортозитовый плутон располагается к северу от Нью-Йорка, на границе США с Канадой, и занимает площадь примерно в 3000 км². Плутон слагают сиениты, связанные переходами с гранитами, аортозиты, габбро и нориты. Сиениты, аортозиты и габбро интродировали в алгоманскую эпоху (докембрий) в гренвильскую свиту пород, состоящих из мраморов, кварцитов и сланцев. Самыми поздними породами в районе являются лампрофировые и диабазовые дайки (на карте не указаны), пересекающие все породы включительно до палеозойских (рис. 55).

Прежние исследования. Ввиду того, что проблема аортозитов являлась и является до сих пор одной из важнейших проблем петрогенезиса, адирондакские аортозиты привлекали внимание многих геологов. Под влиянием этих исследований в совокупности с лабораторными экспериментами Боуэном было высказано соображение о генезисе аортозитов, которое получило широкую известность. Согласно Боуэну, законы гравитации регулировали отделение и скопление кристаллов плагиоклаза. Аортозиты кристаллизовались не из аортозитовой магмы, а представляют собой продукт аккумуляции кристаллов плагиоклаза, всплывавших в верхнюю часть магматической камеры.

Особенностью предыдущих исследований является большое разнообразие точек зрения на генезис аортозитов, нередко исключаящих одна другую.

Первичная полосатость и линейные структуры в аортозитах выражены с той или иной степенью совершенства почти всюду благодаря или ориентированному расположению кристаллов плагиоклаза, или послойному расположению скоплений цветных минералов, или послойному расположению скоплений участков с различной структурой. Кроме полосатости, в аортозитах наблюдаются линии течения, представленные линейно-удлиненными минералами, скоплениями цветных минералов или ксенолитами вмещающих пород. Линии течения полого наклонены к северу, что указывает на поднятие магмы с севера на юг. Слои течения пересекаются пегматитами, что указывает на допегматитовый возраст полосатости.

Среди аортозитов встречаются участки с блоковой текстурой (рис. 56). Обломки — блоки грубополосатого аортозита — сцементированы мелкозернистым полосатым аортозитом. Породы с блоковой текстурой представляют брекчи трения. Образование блоковых текстур нередко сопровождалось протоклазом и протобластезом вследствие трения блоков один о другой и трения между блоками и цементом.

Полосатость наиболее отчетливо выражена в краевых частях плутона, центральная часть плутона сложена массивными аортозитами. Блоковые текстуры приурочены к участкам с резко выраженной полосатостью.

В аортозитах довольно часто встречаются зоны смятия, скалывания, сопровождающиеся иногда милонитизацией. Мощность таких зон до 6 м. Зоны скалывания образовались после того, как возникли протокластические структуры и блоковые текстуры в аортозитах, и до внедрения пегматитовых жил.

Форма плутона линзовидная с наклоном к северо-востоку. Угол наклона линзовидного тела от 20 до 30°. Плутон подстилается

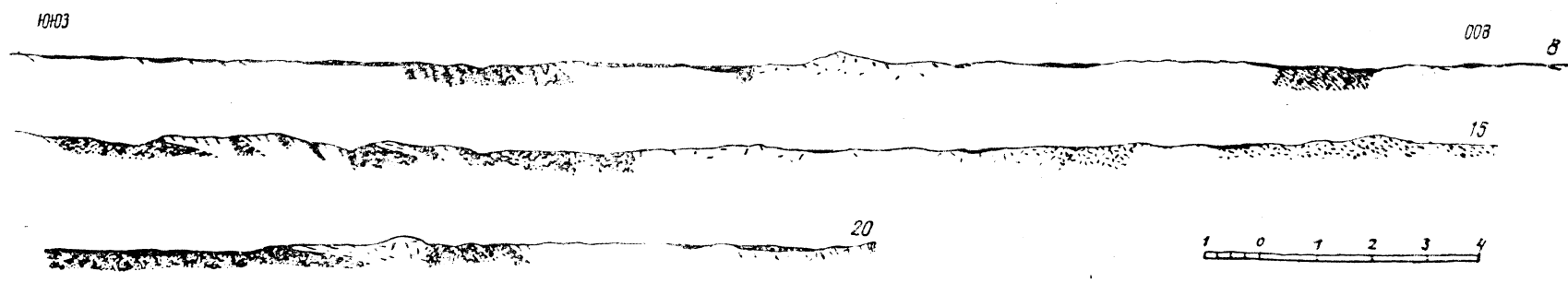


Рис. 55. Структурная геологическая карта адирондакских анортозитов.

Виде поля анортозитов. Белое: сиениты, граниты или ледниковые отложения. Серое: (тонкие параллельные линии): гренвилльская метаморфизованная осадочная свита. Внутри анортозитового поля. Серое (тонкие параллельные линии): гренвилльская метаморфизованная осадочная свита. Длиннее изгибающиеся линии со значками падения полосатости: среднее из многих наблюдений над первичной полосатостью. Угол наклона лишь иногда больше 30°. Редкие параллельные линии: простирающие полосатости, проведенные на основании небольшого количества измерений. Мелкие кружочки: лабрадорские включения в сиенитах. Параллельная горизонтальная или наклонная штриховка: города. Частые точки: габбро. Стрелками обозначены линии течения, цифрами около стрелок обозначены углы наклона линейности. Ледниковые отложения не показаны. (По Болку).

свитой гренвильских сланцев. Наличие блоковых текстур и интенсивного рассланцевания вдоль юго-западного края плутона говорит о том, что магматическая камера — полость, в которой сформировался плутон, расширялась. По мнению Болка, две последовательные стадии формирования интрузии можно изобразить в виде схемы, приведенной на рис. 57. В пользу такого представления о форме плутона говорят следующие факты: 1) веерообразная структура юго-западной части плутона и склад-

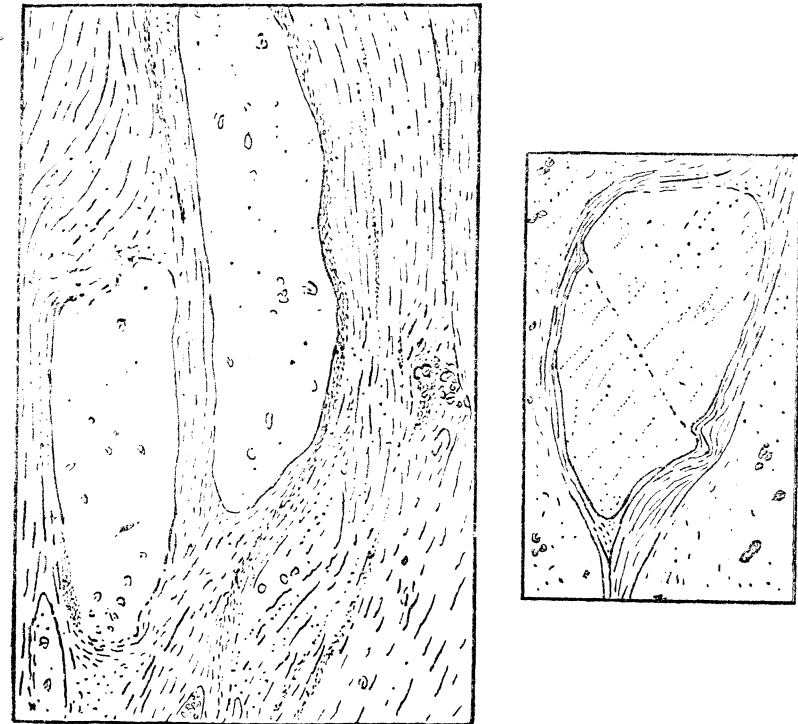


Рис. 56. Полосатые каймы анортозита около включений полосатого же анортозита. Справа — овалы массивного анортозита в полосатом анортозите. Фемические минералы располагаются около поверхностей блоков и в узких промежутках между ними.

ки в полосатости сиенитов; 2) залегание плутона на подстилающих гренвильских сланцах в восточной части плутона; 3) асимметрия северо-восточной и юго-западной частей плутона. Приконтактная зона на юго-западе узкая, на северо-востоке же широкая, контакт у юго-западного края крутой, наклоненный под углом до 55° в сторону от плутона. Выводной канал располагается в северо-восточной части плутона.

Дифференциация магмы служила причиной возникновения габбро, анортозитов и сиенитов. Анортозиты возникли в результате сегрегации твердых кристаллов плагиоклаза в магме. Кристаллы долгое время находились во взвешенном состоянии, но скопления кристаллов возникли не в результате всплывания или осаждения. Кристаллы двигались в подвижной материнской магме, как морские водоросли. Горизонтальная составляющая при движении была более значительной по сравнению с вертикальной составляющей. Сиениты возникли за счет магмы,

из которой при помощи движения были выжаты и удалены кристаллы плагиоклаза и реже цветные минералы, о чем говорят постепенные переходы между этими породами и переходы между составом плагиоклаза

в анортозитах (№ 45) и в сиени-тах (№ 25), а также одинаковые структуры анортозитов и сиенитов.

Между анортозитами и габбро также существуют постепенные переходы. В габбро А встречаются шпильки и линзы анортозитов и отдельные кристаллы плагиоклаза. На рис. 58



Б

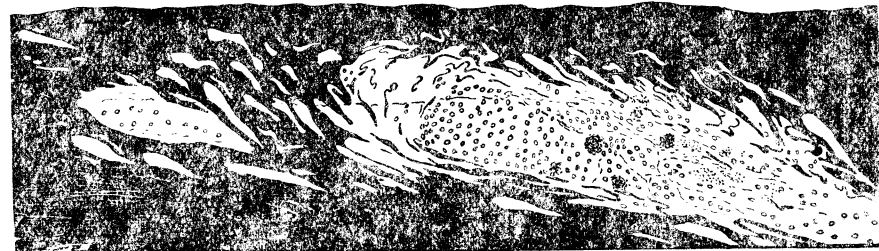


Рис. 57. Схема, иллюстрирующая развитие магматической камеры.

Вверху—ранняя стадия. Магматическая камера выполнена слабо дифференцированной магмой. Единичные кружки—анортозиты, темные участки—габбро, белое—сиениты. Внизу—настоящий вид магматической камеры, расширенной последующим внедрением магмы.

изображены соотношения между габбро, анортозитом и сиенитом, возникающие за счет кристаллизации остаточного материнского расплава. Габбро представляют собой участки в анортозитах, обогащенные скоплениями цветных минералов.

Большие массивы габбро в северо-восточной части плутона имеют округлую или удлинненно-округлую форму и подстилаются отчетливо-полосатыми анортозитами (рис. 59), местами расланцованными и милонитизированными. Полосатость в анортозитах, подстилающих габбро, наблюдается лишь в случаях, когда габбровые тела довольно большие, и объясняется следующим образом. После того как сформировалось габбровое тело, оно передвигалось вместе с анортозитами и вследствие большего удельного веса по сравнению с удельным весом анортозитов давило на анортозиты.

Кроме этой группы габбро, имеется вторая группа габбро на месте зарождения, слагающих небольшие округлые участки в анортозитах. Полосатость в подстилающих анортозитах наблюдается лишь тогда, когда мощность габбро превосходит 50—80 м.

Сиениновые породы в анортозитах слагают линзовидные участки, подчиняющиеся структурно полосатым и линейным текстурам (текстурам течения). Иногда сиениновые участки располагаются на стыках между анортозитами и включениями пачек вмещающих пород. Сиениновые линзы и неправильные участки встречаются, как мы видели, и внутри габбро, преимущественно в краевых частях габбровых массивов, имеющих полосатое строение.

Сиениновые дайки рассекают анортозит и имеют полосатое строение, параллельное зальбандам даек.

Механизм интрузии и дифференциации. Возникновение анортозитов происходило, по Болку, в результате гравитационной кристаллизации и, главным образом, в результате движения. Вследствие большого удельного веса сначала происходило осаждение цветных минералов, а затем образование скоплений кристаллов плагиоклаза, сопровождавшееся выжиманием жидкой сиениновой остаточной магмы (рис. 60). Родоначальная магма имела, по мнению Боуэна, базальтовый состав, но Боуэн не учитывал процессов движения при формировании плутона, а считал, что кристаллизация происходила в магматическом очаге, находящемся в состоянии покоя.

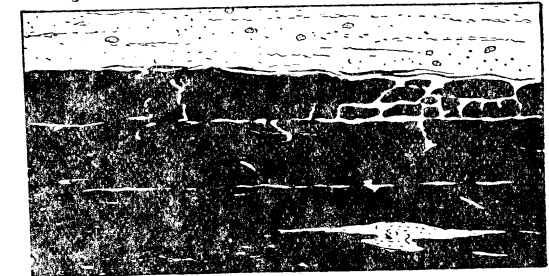


Рис. 58. Возникновение габбровых участков в анортозитах.

Верхняя часть габброидного прослоя находится в процессе концентрации феррических минералов, внизу (черное) скопления феррических минералов с участками остаточного расплава (сиенинового).

Объем основных пород очень мал по сравнению с объемом анортозитов. Не зная точных соотношений между материнским расплавом и количеством выкристаллизовавшихся компонентов, трудно судить о составе родоначальной магмы более или менее точно, приближенные же подсчеты указывают на примерно диоритовый состав магмы. Во время дифференциации такой магмы, совершавшейся при движении с северо-востока на юго-запад, происходило образование основных пород — габбро, анортозитов и сиенитов и подчиненных сиенитам гранитов.

Распределение пород в теле плутона. Анортозиты слагают юго-западную и центральную части плутона. В северо-восточной части анортозиты встречаются вместе с другими породами, с сиенитами и габбро. Габбро отсутствуют в южной и юго-западной частях плутона и, наоборот, часто встречаются в северо-восточной части. Дайки

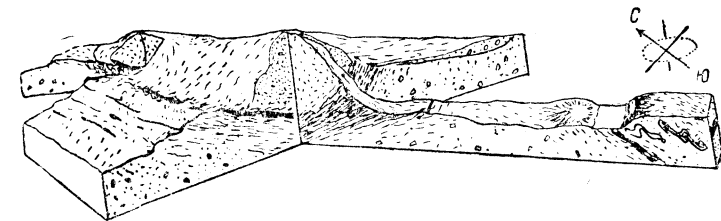


Рис. 59. Блок-диаграмма сферического габбрового тела, покоящегося на анортозитах (расланцованных).

сиенита встречаются в северо-восточной части плутона, главная же часть сиенитов располагается к юго-западу, за пределами анортозитового плутона, что объясняется тем, что сиениновая остаточная магма выжималась наиболее далеко.

Структуры течения в различных породах, если их только можно видеть, подчиняются одному плану, что указывает на комагматизм всех

пород, слагающих плутон. При движении своем из выводного канала с северо-востока на юго-запад магма дифференцировалась на габбро, анортозиты и сиениты. Дифференциация начиналась с образования шпиров, полос и пропластков железисто-магнезиальных минералов, а затем

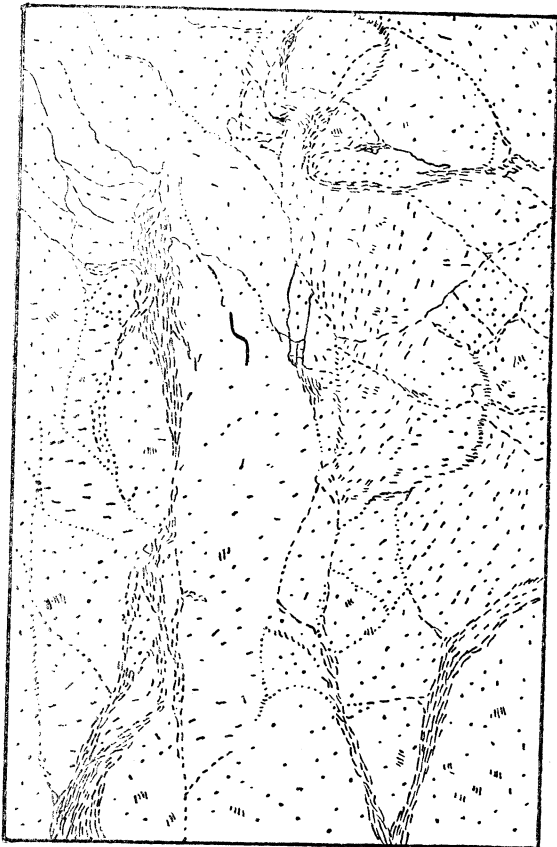


Рис. 60. Выжимание остаточного расплава из застывших анортозитов.

Линзы и полосы из скоплений кристаллов плагиоклаза по мере увеличения размеров скоплений становились менее подвижными и более инертными. В северо-восточной части плутона скопления имеют незначительные размеры, по мере же продвижения к юго-западу размер скоплений постепенно увеличивается.

Различаются две стадии в эволюции анортозитов. В северо-восточной части анортозиты возникали на месте зарождения, они сцементированы материнским расплавом (сиенитами). Взвешенные кристаллы плагиоклаза передвигались почти с той же скоростью и в том же направлении, как хорошо перемешанная магма. В юго-западной части мы имеем более позднюю стадию эволюции магмы, представленную, однако, более ранними продуктами дифференциации магмы. Здесь первоначально взвешенные в движущейся магме кристаллы плагиоклаза соединялись в мощные скопления, служившие материалом для анортозитов. Движение

приводила к возникновению сферических или линзовидных тел габбрового состава. Темноцветные минералы скоплялись довольно быстро. Габбровые тела приняли их настоящий вид вследствие движения самих габбровых тел и более интенсивного движения окружающей магмы. Соотношения округлых габбровых тел и магмы напоминают плавание шаров в движущейся жидкости. Сила тяжести оказывала на такие тела незначительное влияние по сравнению с горизонтальной составляющей при таком движении.

Генезис анортозитов. Кристаллы плагиоклаза во время движения при заполнении полости, которая расширялась магмой, изменяли свою подвижность. Ближе к каналу кристаллы плагиоклаза плавали свободно в относительно большом количестве материнского расплава и свободно передвигались вместе с магматическими потоками. Но дальше они аккумулировались в результате трения о стенки вмещающей полости.

таких бесструктурных масс анортозитов не имело такого тесного родства с движением материнского расплава. В них происходило трение с образованием блоковых текстур, полосатости, линейности и позднее возникли зоны скалывания и полосы милонитов.

Рост магматической камеры имеет тесную связь с происхождением анортозитов, — оба эти процесса являются двумя частями одной и той же проблемы. Очевидно, магматическая камера, выполненная анортозитами, начала свою историю с небольшой полости, в которую внедрялась магма, приносившая все больше и больше магматического материала. Замедляемые трением вдоль относительно стационарных стенок и встречаемыми на пути препятствиями, взвешенные кристаллы собирались в кучки. Так как из магмы поступали новые порции взвешенного материала, который приводил к возникновению новых кучек плагиоклаза и увеличению в размере старых, размеры скоплений увеличивались. Когда магматическая камера была заполнена, она начала увеличиваться в объеме благодаря дальнейшему растяжению. Стенки очага состояли из гренвилльских метаморфизованных осадочных толщ (амфиболитов, кварцитов, сланцев), которые были очень пластичными. Несмотря на это, боковые породы оказывали огромное сопротивление непрерывно интрузировавшей магме вследствие трения, которое развивалось при движении магмы. Если напор магмы преодолевал сопротивление, стенки магматической камеры расширялись посредством движения вверх, при помощи поднятия кровли, и в стороны благодаря расширению вдоль соприкасающихся поверхностей осадочных пород. За увеличение камеры посредством напора магмы говорят следующие факты: 1) протокластические структуры, указывающие на то, что промежутки (интерстиции) наполненной кристаллами камеры были редуцированы до минимума; 2) минералы сиенитов не дробились, что означает, что сиениты кристаллизовались после небольшого расширения магматической камеры; 3) дробление и осланцевание анортозитов происходили при высокой температуре, потому что растертые в порошок обломки целиком перекристаллизовывались вокруг уцелевших вкрапленников.

Анортозитовое тело оконтурено зонами полосатых и рассланцованных пород. Радиальное расположение падения полосатости говорит за линзообразную форму тела. Дифференциальные движения во время растяжения были наиболее интенсивными вдоль периферии этой линзы. Отдельные кристаллы были полностью рассланцованы и раздроблены, во многих местах возникли милониты. Наиболее интенсивно это явление выражено в южной и юго-западной частях массива, где напор магмы, а следовательно, и трение были максимальными.

Трещины, диабазовые дайки и сбросы. Наличие блоковых текстур указывает на то, что разломы в анортозитах возникли задолго до того, как магма в центральной части плутона застыла. Следующая по мере возникновения система разломов представлена трещинами растяжения, или поперечными (по отношению к линиям течения) трещинами. Они примерно перпендикулярны по отношению к линиям течения и имеют северо-западное простирание в соответствии с тем, что простирание линий течения северо-восточное. Углы падения трещин отдельности большие. В соответствии с изменением направления линий течения происходят локальные изменения в направлении трещин.

Вторая система трещин отдельности северо-восточного простирания возникла, по мнению Болка, вследствие регионального сжатия под влиянием интрузии. Наличие регионального сжатия, происходившего в

северо-восточном — юго-западном направлении, подтверждается следующими фактами: 1) гренвилевские толщи были смяты в этом направлении; 2) подавляющее большинство даек диабаз во вмещающих породах имеет северо-восточное простирание. Во время интрузии диабазов эти трещины были в большей степени открытыми, чем трещины других направлений. Трещины отдельности регионального растяжения определили направление долин. Позднее по этим трещинам происходили постордочические сбросы.

Диагональные трещины располагаются под углом примерно в 45° к линиям течения и возникли, по видимому, в результате интерференции регионального сжатия и тектонических напряжений внутри плутона.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПЛУТОНА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Структура и геологическая история плутона описаны в работе Полканова и Елисеева.

Рама плутона сложена древнейшими комплексами пород, в состав

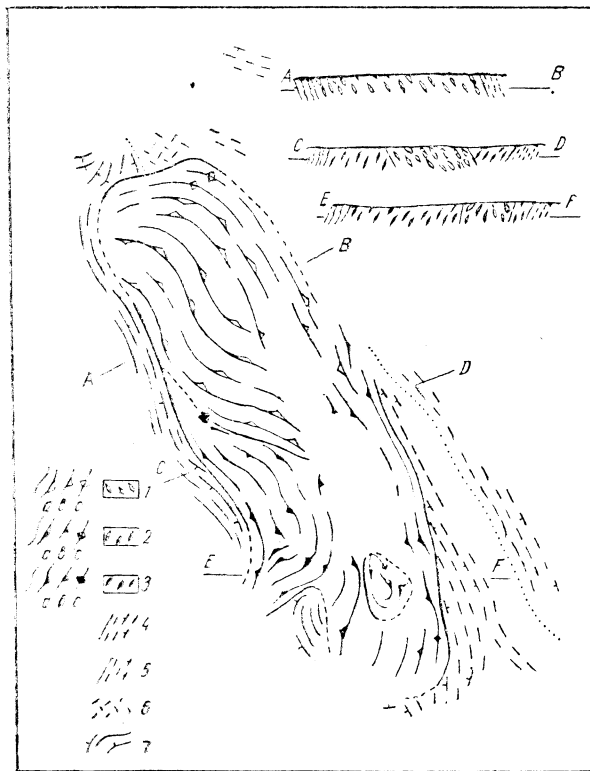


Рис. 61. Плутон щелочных пород. Схема первичной тектоники (по Полканову и Елисееву).

1. Комплекс щелочных гранитов. 2. Комплекс нефелиновых сиенитов. 3. Комплекс габбро-сиенитов. Углы падения: а— $50-85^\circ$; б— $5-45^\circ$; в— 90° . 4. Комплекс пироксеновых гнейсо-диоритов. 5. Комплекс гнейсо-гранитов. 6. Комплекс гранитов. 7. Комплекс гранатовых гнейсов.

заны соотношения между различными комплексами пород, слагающими этот плутон.

которых входят комплекс гранатовых гнейсов, комплекс гиперстеновых гнейсо-диоритов, микроклиновые гнейсо-граниты. Плутон имеет вытянутую в северо-северо-западном направлении форму, в общем совпадающую своим удлинением с простиранием вмещающих плутон гнейсов. По размерам его можно отнести к плутонам третьей или второй величины.

По внутреннему строению плутон относится к сложным, сформировавшимся в три фазы интрузии, в течение которых, начиная с более древних, возникли следующие три комплекса пород: 1) комплекс и плутон перидотитов-пироксенитов-габбро-анортозитов и акерит-пуласкитов; 2) комплекс и плутон нефелиновых сиенитов; 3) комплекс и плутон щелочных сиенитов — щелочных гранитов. На схематической структурной карте (рис. 61) показаны соотношения между различными комплексами пород, слагающими этот плутон.

Комплекс и плутон перидотитов-пироксенитов-габбро-сиенитов. Наиболее древний возраст комплекса пироксенитов-габбро-сиенитов определяется тем, что следующие два комплекса пород включают ксенолиты и глыбы пироксенитов габбро-сиенитов, и тем, что контакты между этими комплексами интрузивные. Контуры комплекса-плутона зависят от формы контактной поверхности с вмещающими породами и от поверхности контактов с более молодыми породами.

Постоянное присутствие трахитоидной и полосатой текстур в комплексе пироксенитов-габбро-сиенитов позволяет очень отчетливо представить особенности строения комплекса, слагающего южную часть сложного плутона. Полосатость выражается в параллельно-пластовом чередовании различных пород от перидотитов до щелочных сиенитов. Простирание полосатых текстур почти совпадает с простиранием включающих плутон древнейших гнейсов. Падение слоев полосатости преобладает в направлении на западо-юго-запад под углами от 40 до 70° . Гораздо реже падение к северо-западу. Первичная полосатость отражает положение поверхности контакта плутона с вмещающими породами и указывает на то, что плутон пироксенитов-габбро-сиенитов наклонен (под углом в $40-70^\circ$) в направлении к юго-западу и северо-западу. Угол наклона плутона определяется по слоям полосатости. Результаты наблюдений над первичными трещинами изображены на схематической карте (рис. 62). Часть первичных трещин отдельности совпадает или почти совпадает с первичной полосатостью пироксенитов-габбро-сиенитов, другая часть принадлежит диагональным трещинам.

С направлением полосатости совпадает простирание редко встречающихся жил сиенитов и залегание амфиболитованных зон и зон бласто-милонитов габбро. Другой тип бласто-милонитов имеет северо-западное простирание и падение на северо-восток и обнаруживает признаки воздействия щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов.

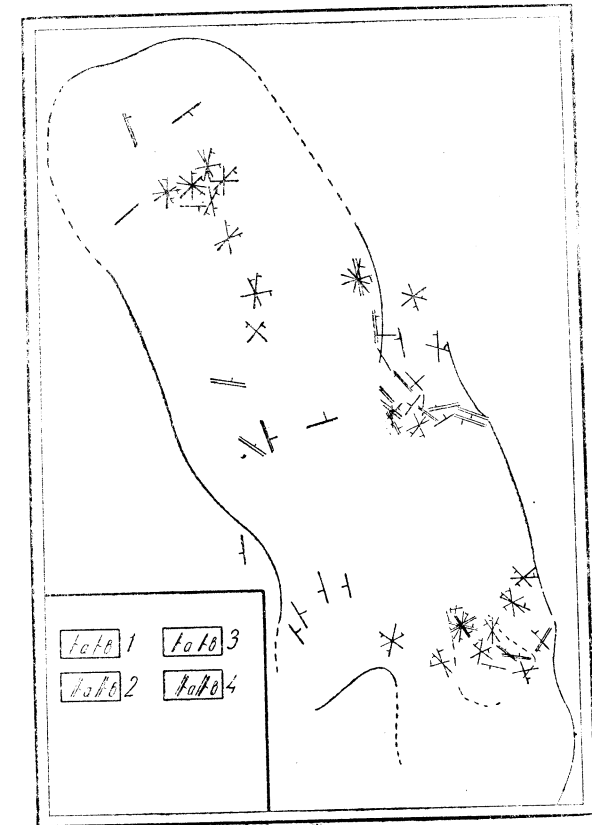


Рис. 62. Плутон щелочных пород. Схема трещинной тектоники (по Полканову и Елисееву).

1. Трещины отдельности. 2. Тектонические зоны. 3. Жилы кварцевые, сиенитовые, пегматитовые. 4. Жилы и тектонические зоны. а—углы падения $50-85^\circ$, в— $0-45^\circ$.

Структурный анализ показывает, что плутон пироксенитов-габбро-сиенитов относится к интрузивным массивам третьей величины и сложен структурно-гранитной фацией пород с резко выраженными текстурами течения. Структурные гнейсо-гранитовые и гнейсовые фации приурочены к закономерно располагающимся зонам. Интрузия происходила по расколу во вмещающих породах, имеющему наклон к западо-юго-западу и приблизительно совпадающему с границей формациями орто- и парагнейсов, а также с расположением сланцеватости в этих породах. Плутон относится, повидимому, к трещинным наклонным межформационным плутонам и возник одновременно с разломом. В дальнейшем камера расширялась при помощи отрывания глыб вмещающих гнейсов от стенок камеры и вследствие внутреннего давления магмы, вновь проникавшей в полость. Первый процесс служил причиной появления несогласных границ плутона, в результате второго процесса возникали согласные границы и образовались апофизы. Такой сложный процесс формирования комплекса пироксенитов-габбро-сиенитов послужил причиной возникновения трех последовательных серий пород, каждая из которых образовалась в одну из трех подфаз интрузивной деятельности; 1) серии гортонолитита, гортонолитового перидотита, пироксенита, меланократового габбро, габбро и анортозита; 2) серии гортонолитита, гортонолитового перидотита, пироксенита, меланократового олигоклазового габбро, олигоклазового габбро (чиельсесита), меланократового акерита, акерита, пуласкита; 3) серии пегматитов и жильных сиенитов. Вторая фаза поднятия магмы была приурочена к висящему боку плутона. Разрезы, составленные в каждой серии пород (за исключением третьей), характеризуются послойным залеганием различных пород, многократным чередованием их и повторением одинаковых пород. Породы первых двух серий являются наиболее распространенными. Сочетающиеся в полосатых текстурах породы образуют сингенетические ряды, составляющие отдельные серии.

Первичная тектоника плутона несамостоятельна и конформна с поверхностью контакта, который отчасти совпадает с тектоникой включающих плутон гнейсов. Преимущественное развитие гранитной фации пород плутона указывает на то, что камера, им занимаемая, была относительно свободной от больших сжимающих механических усилий со стороны окружающих пород. Механическое воздействие со стороны их послужило причиной возникновения зон бластомилонитов как согласных с первичной полосатостью, так и не согласных (диагональных). Часть диагональных зон бластомилонитов и бластомилониты северо-западного простирания возникли при позднейших напряжениях (рассекают жильные сиениты) под воздействием боковых пород.

Комплекс и плутон нефелиновых пород более молодой по сравнению с комплексом пироксенитов-габбро-сиенитов, что доказывается наличием дайки ийолита в восточной части комплекса-плутона пироксенитов-габбро-сиенитов и контактово-метасоматическими изменениями габбро-анортозитов, превращенных в тералиты. Нефелиновые породы представлены семействами нефелиновых сиенитов, ийолит-уртитов и щелочных сиенитов. Нефелино-сиенитовые пегматиты и сиенит образуют немногочисленные секущие жилы и гнезда.

Взаимоотношения с интрузией щелочных сиенитов — щелочных гранитов непосредственно установить не удалось. Переходы нефелиновых сиенитов в щелочные сиениты говорят об эволюции магмы в сторону к более кислым породам, что служит указанием на более поздний период формирования комплекса-плутона щелочных гранитов. Такая же

эволюция щелочных магм, если принять во внимание совокупность всех комплексов сложного плутона щелочных пород, имеет место в Норвегии, в районе Осло.

Нефелиновые породы слагают небольшое интрузивное тело в южной и другое еще меньших размеров в центральной части сложного плутона. Массив нефелиновых сиенитов и подчиненных им пород сложен породами гранитной и в небольшой части гнейсо-гранитной структурными фациями с отчетливо выраженными полосатыми текстурами. Интрузия произошла по расколу в пироксенит-габбро-сиенитах северо-северо-восточного направления, круто наклоненному на востоко-северо-восток. Дальнейшее развитие камеры произошло, повидимому, путем раздвигания стенок внутренним давлением новых поступающих порций магмы, пока не образовалась настоящая крутонаклонная штокообразная форма плутона.

Внутренняя тектоника плутона согласна с поверхностью контакта, несамостоятельна и дисгармонична с тектоникой пироксенитов-габбро-сиенитов. Исключительное преобладание гранитной структурной фации пород плутона указывает на то, что камера вначале была относительно свободной от сильных сжимающих усилий со стороны рамы. Последующие напряжения вызвали образование согласных с первичной полосатостью первичных нефелино-сиенитовых гнейсов. Кроме трещин, совпадающих с первичной полосатостью пород комплекса, имеются диагональные трещины (рис. 62).

Второе интрузивное тело нефелиновых пород представляет собой трещинный, наклонный на северо-восток первично-полосатый плутон. В полость сначала интродировала ийолит-уртитовая или ювитовая магма, за счет которой возникли породы гранитной структурной фации. Последующее повторное внедрение нефелино-сиенитовой магмы привело к образованию нефелиновых и щелочных сиенитов, которые приобретали под влиянием интенсивных напряжений вследствие воздействия окружающих пород гнейсовидную текстуру вплоть до возникновения бластомилонитов.

Комплекс и плутон нордмаркитов-щелочных гранитов располагаются в северной части сложного плутона. В свою очередь этот комплекс-плутон также имеет сложное строение. В состав его входят: 1) серия щелочных сиенитов и нордмаркитов, 2) серия щелочных гранитов, имеющих преимущественное распространение в комплексе, и 3) серия пегматитов, амплитов и кварцевых жил.

Две первые серии всегда обладают гнейсовой плоско-параллельной и полосатой текстурой. Породы этого комплекса обладают первичной гнейсовой текстурой, возникшей во время кристаллизации магмы под влиянием интенсивного тангенциального давления.

Сиениты и нордмаркиты развиты по окраинам плутона, часть их возникла под влиянием эндоконтактных изменений более кислой магмы и экзоконтактных изменений ксенолитов и глыб вмещающих гнейсов.

Простирание и падение первичной полосатости на западе почти совпадают с простиранием и падением сланцеватости гранатовых гнейсов, в северной же части такое согласие отсутствует. В южной части плутона простирание и падение полосатой текстуры щелочных гранитов несогласны с залеганием полосатости пироксенитов-габбро-сиенитов. Первичная тектоника комплекса нордмаркитов-щелочных гранитов отражает положение контактной поверхности. Принимая во внимание особенности внутренней структуры, можно сказать, что мы имеем дело

с наклонным плутоном (наклон под углом $50-60^\circ$ на восток-северо-восток, а в северной части почти отвесно).

Часть трещин отдельности близко совпадает с расположением первичной гнейсовой текстуры, другие же трещины или перпендикулярны первым, или располагаются диагонально. В комплексе-плутоне часто наблюдаются зоны смятия и скалывания, сопровождающиеся возникновением blastsмилонитов щелочных гранитов и сиенитов с таким же простиранием, как у гнейсовой текстуры, но с углами наклона нередко более пологими.

На основании структурного анализа можно сделать следующие выводы. Плутоны сложены структурными гнейсо-гранитной и гнейсовой фациями с первичными текстурами течения. Интрузия происходила по расколу, наклоненному на восток-северо-восток, частью совпадающему с границей древнейших формаций пара- и ортогнейсов и со сланцеватостью первых, а частью пересекающему несогласно северную часть плутона пироксенитов-габбро-сиенитов. Раскол возник при тангенциальных напряжениях, обусловивших образование зон милонитов в окружающих породах. Это наклонный трещинный плутоны, синкинематичный с разрывом и движениями по нему. Развитие камеры плутона происходило при помощи раздвигания стенок трещины внутренним давлением вновь поступающих больших масс магмы и при помощи отрывания глыб окружающих гнейсов и милонитизированных участков пироксенитов-габбро-сиенитов, что сопровождалось интенсивным метасоматическим изменением глыб. В первом случае возникали, главным образом, конкордантные границы плутона, во втором же — дискордантные границы.

Первичная тектоника плутона несамостоятельна и конформна с поверхностью контакта. Она отчасти совпадает с тектоникой окружающих гнейсов и несогласна (дискордантна и дисгармонична) с первичной тектоникой пироксенитов-габбро-сиенитов. Формирование комплекса-плутона происходило, по видимому, в три интрузивных подфазы. В первую подфазу возникли в краевой части плутона щелочные сиениты и нордмаркиты, часть которых образовалась, как мы видели, при помощи эндоконтактных изменений более кислой магмы. В главную, вторую подфазу возникли щелочные граниты. В последнюю подфазу сформировались пластовые и секущие трещинные интрузии пегматитов, аплитов и кварцевые жилы. Так как плутоны сложены почти исключительно структурными гнейсо-гранитными и гнейсовыми фациями пород, то можно сделать вывод, что во время интрузии рама вела себя активно.

В целом сложный плутоны щелочных пород следует отнести к трещинным межформационным плутонам. Плутоны возник на платформе или в эпоху эопалеозоя или нижнего палеозоя (каледониды). Первые два комплекса пород плутона формировались в условиях относительной пассивности вмещающей рамы, в результате чего возникала гармоничная тектоника комплексов и структурные гранитные фации пород. Лишь временами в конце отвердевания первых двух комплексов-плутонов рама становилась активной, в результате чего при кристаллизации магмы, преодолевшей большое сопротивление вмещающих пород, формировались зоны blastsмилонитов и первично-гнейсовые фации пород. Третья фаза интрузии нордмаркитов-щелочных сиенитов происходила в условиях сильной активности рамы, в результате чего породы этого комплекса представлены гнейсо-гранитными и гнейсовыми структурными фациями пород.

ПРИМЕР СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА НЕФЕЛИНО-СИЕНИТОВОГО ПЛУТОНА

Геологическое строение вмещающих пород. Плутоны в юго-западной части имеет контакт с протерозойскими породами, в северо-восточной части с архейскими гнейсами. В состав архейского гнейсового комплекса входят, кроме различных гнейсов, амфиболиты, олигоклазовые граниты, пегматиты, мигматиты и жильные габбро-диабазы. В состав протерозойской свиты входят кварциты, актинолитовые, альбито-роговообманковые и хлоритовые сланцы, шаровые лавы, мандельштейны и эффузивные метадиабазы. Тектонический контакт между протерозоем и археем, вероятно, представляет собой поверхность полого наклоненного надвига. Архейские и протерозойские породы в контакте с плутоном претерпевают контактные изменения (ороговикование) и контактово-метасоматические. Гнейсы сиенитизируются и местами превращаются в лестивариты, представляющие собой продукты интенсивных метасоматических изменений, а не производные щелочной магмы, как это думали раньше. Протерозойские породы превращаются в роговики и контактово-метасоматические роговики разнообразного состава. Необходимо отметить, что мощность зоны контактовых и контактово-метасоматических роговиков непостоянна и варьирует от нескольких метров и десятков метров до 2—3 и иногда более сотен метров.

В некоторых местах среди вмещающих протерозойских пород и в ксенолитах встречаются сильно измененные контактом глинистые песчаники и сланцы, очень сходные с палеозойскими породами девонского возраста из соседнего массива, однако флоры в таких породах найдено не было. Предположительно возраст этих пород отнесен к палеозою.

Петрографический состав пород плутона. Ввиду того, что плутоны слагают щелочные породы, имеющие оригинальный состав, многие из горных пород получили собственные названия. Подавляющее большинство пород, слагающих плутоны, относится к группе нефелиновых сиенитов, некоторые разновидности из них получили местные названия. Подчиненное значение имеют ийолит-уртиты и щелочные сиениты.

Геологическое строение нефелино-сиенитового плутона. Плутоны является сложным интрузивным телом, состоящим из нескольких комплексов пород, сформировавшихся в несколько (семь) интрузивных фаз. При геологическом изучении были выделены следующие комплексы пород, начиная с наиболее древних: 1) Комплекс щелочных сиенитов, среднезернистых и мелкозернистых нефелиновых сиенитов и нефелиновых сиенит-порфинов. 2) Комплекс массивных нефелиновых сиенитов и их жильная фация пород. 3) Комплекс трахитоидных нефелиновых сиенитов и их жильная фация пород. 4) Комплекс пойкилитовых нефелиновых сиенитов. 5) Комплекс ийолитов, уртитов, малиньитов и луявритов. 6) Комплекс фойяитов. 7) Дайковый комплекс пород.

Комплекс щелочных сиенитов и подчиненных пород слагает сравнительно небольшие участки, имеющие на карте форму узких и длинных полос в периферических частях плутона. Максимальное развитие щелочные сиениты имеют у северо-восточного края плутона, протягиваясь вдоль всего северо-восточного контакта плутона с гнейсами в виде полосы шириной метров 100—200. Контакт по отношению к гнейсам режущий. Среднезернистые и мелкозернистые нефелиновые сиениты и нефелиновые сиенит-порфиры встречаются только в западной части северного края и вдоль западного контакта плутона. Постепенные пере-

ходы между щелочными и нефелиновыми сиенитами наблюдались вдоль южного контакта плутона. Массивные и трахитоидные сиениты имеют более молодой возраст по сравнению с комплексом щелочных сиенитов, о чем говорят следующие факты: 1) ксенолиты пород комплекса щелочных сиенитов встречаются в массивных и трахитоидных нефелиновых сиенитах; 2) апофизы нефелиновых сиенитов и их пегматитов и аплитов пересекают нефелиновые сиениты и нефелиновые сиенит-порфиры; 3) массивные нефелиновые сиениты обнаруживают отчетливые следы эндоконтрастных изменений по мере приближения к породам комплекса щелочных сиенитов, что выражается в резком уменьшении размеров зерен породы; 4) иногда наблюдается эруптивная брекчия из обломков среднезернистого нефелинового сиенита, нефелинового сиенит-порфира и нефелино-сиенитового цемента; 5) поверхность контакта с массивными нефелиновыми сиенитами срезает трахитоидность нефелиновых сиенит-порфиров.

Комплекс массивных нефелиновых сиенитов. Так Е. Рамсей предложил называть крупнозернистые нефелиновые сиениты, слагающие значительную часть данного плутона и отличающиеся от обычных нефелиновых сиенитов наличием эвдиалита и других минералов, массивными. Массивные нефелиновые сиениты слагают внешнюю часть плутона. На геологической карте массивные нефелиновые сиениты имеют вид дугообразной полосы, выпуклой к западу и слагающей периферическую часть плутона. Северо-восточный и юго-восточный концы полосы выклиниваются. У контактов с вмещающими породами породы становятся более мелкозернистыми; так же ведут себя породы и по отношению к породам комплекса щелочных сиенитов.

Жильная фация пород массивных нефелиновых сиенитов представлена порфировидными среднезернистыми нефелиновыми сиенитами и мелкозернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами.

Комплекс трахитоидных нефелиновых сиенитов слагает следующий по направлению к центру плутона участок, имеющий на карте также форму дуги, выклинивающейся двумя своими концами в восточной части плутона. Жильная фация трахитоидных нефелиновых сиенитов представлена щелочными сиенит-порфирами и эгирин-авгитовыми нефелиновыми сиенитами. Трахитоидные нефелиновые сиениты на основании многократно наблюдавшихся непосредственных контактов с другими комплексами пород моложе пород комплекса щелочных сиенитов и комплекса пород массивных нефелиновых сиенитов. В контакте со всеми более древними породами трахитоидные нефелиновые сиениты становятся мельче зерном и приобретают резко выраженную трахитоидность, повторяющую очертания контактной поверхности.

Комплекс пойкилитовых нефелиновых сиенитов слагает дугообразную полосу, следующую за полосой трахитоидных хибинитов. Характерной особенностью пород является пойкилитовая структура и крупнозернистость. У контактов с более древними вмещающими породами, массивными и трахитоидными нефелиновыми сиенитами породы становятся более мелкозернистыми и приобретают порфировидную структуру, местами в них появляется трахитоидность. Породы включают ксенолиты более древних пород. Контактная поверхность пересекает трахитоидность более древних пород, например в трахитоидных нефелиновых сиенитах.

Комплекс уртитов, ийолитов, малиньитов и лувритов образует мощную коническую пластовую интрузию, которая на

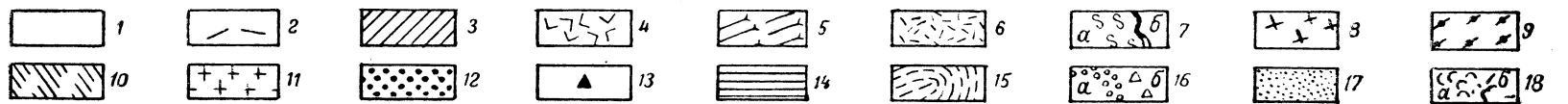
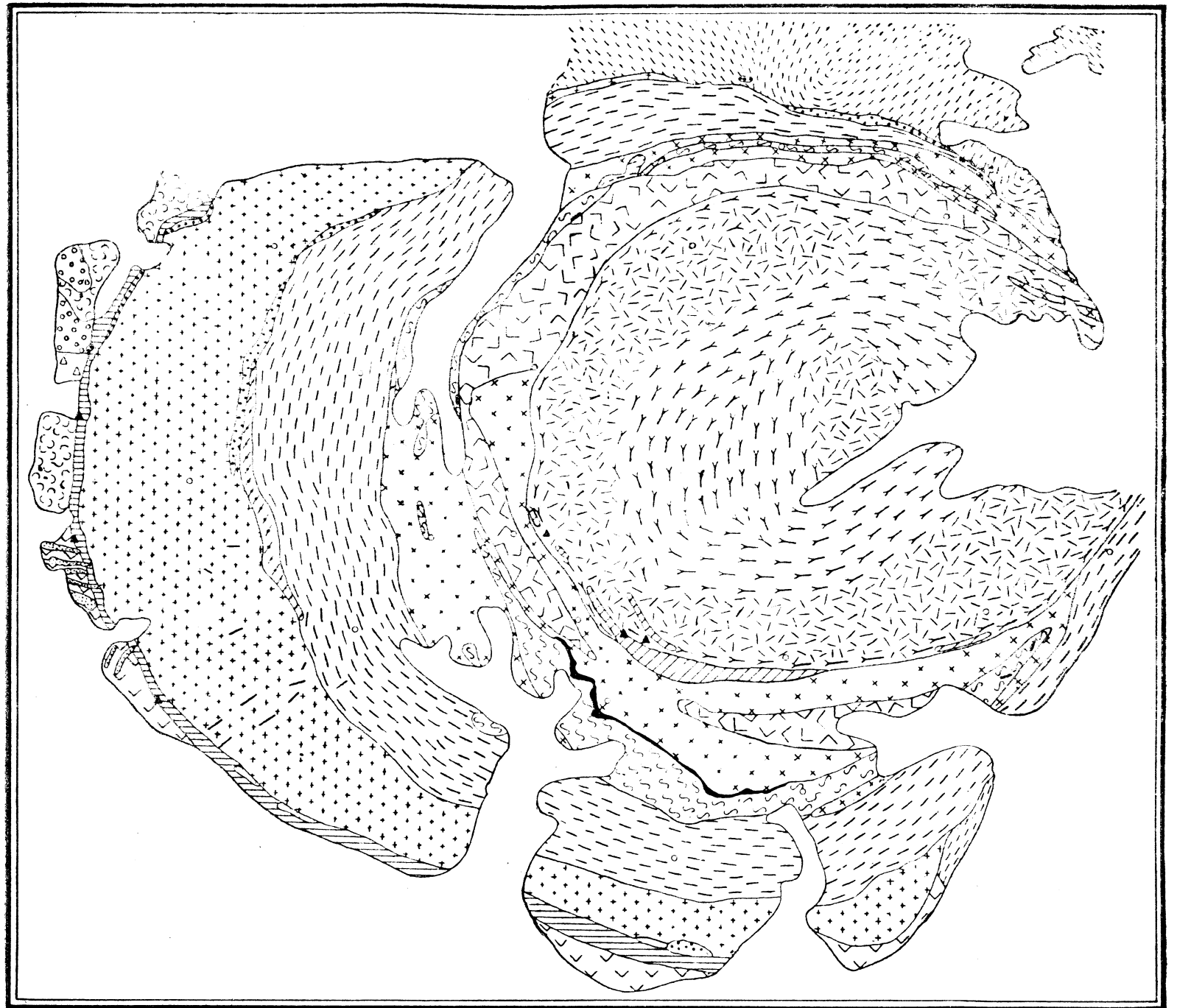


Рис. 63а. Геологическая схема нефелино-сиенитового плутона (составил Володин под редакцией Елисеева).
 1. Четвертичные отложения, Щелочные комплексы плутона. 2. Молодые жильные породы. 3. Мелкозернистые слюдяно-эгиринороговообманковые сиениты. 4. Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты. 5. Трахитоидные фойяиты. 6. Массивные фойяиты. 7. Ийолит-уртиты, малиниты, лувриты. 8. Пойкилитовые нефелиновые сиениты. 9. Щелочные сиенит-порфиры. 10. Трахитоидные нефелиновые сиениты. 11. Массивные нефелиновые сиениты. 12. Щелочные и нефелиновые сиениты. Палеозой(?). 13. Сланцы и роговики. Протерозой. 14. Роговики. 15. Гнейсы. 16. Кварцевые габбро-диабазы и гранофиры(?). 17. Мегатгаббро-диабазы. 18. Основные эффузивы и туфогенные толщи (2). Архей.

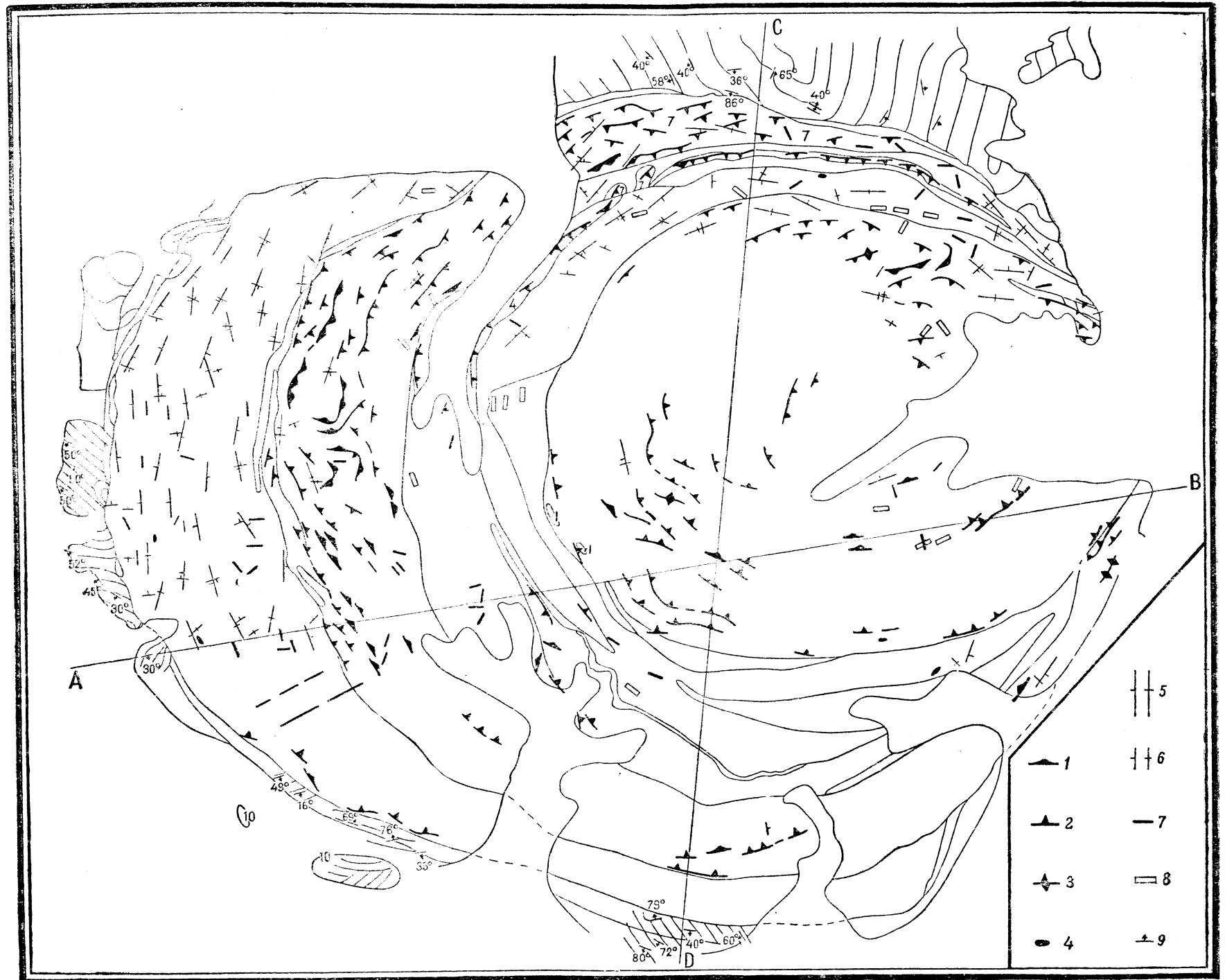


Рис. 636. Схема нефелино-сиенитового плутона (составил Ожинский под редакцией Елисеева).

1. Трахитоидность с углами падения от 5 до 35°. 2. Трахитоидность с углами падения от 35 до 80°. 3. Трахитоидность с углами падения от 80 до 90°. 4. Ориентированные шлиры. 5 и 6. Первичные трещины отдельности. 7. Дайки и жилы массивных пород. 8. Дайки и жилы трахитоидных пород. 9. Сланцеватость вмещающих пород. Параллельными линиями обозначено простирание вмещающих пород.

геологической карте имеет вид дугообразной полосы, с небольшими перерывами опоясывающей почти весь огромный плутон. Главными породами, слагающими комплекс, являются уртиты, остальные имеют подчиненное значение. Этот комплекс моложе пойкилитовых нефелиновых пород, потому что жилы малиньитов, уртитов и ийолитов секут эти породы; ксенолиты пойкилитовых пород включены в породы комплекса; хорошо выраженная первичная полосатость комплекса везде конформна с поверхностью контакта.

Комплекс фойяитов слагает центральную часть плутона. Кроме фойяитов, составляющих большую часть комплекса, в состав его входят среднезернистые нефелиновые сиениты и производные жильной фации пород — мелкозернистые нефелиновые сиениты. Фойяиты различаются по текстуре на массивные и трахитоидные. Непосредственные контакты комплекса фойяитов с пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами, трахитоидными нефелиновыми сиенитами и ийолит-уртитам, которые наблюдались в нескольких местах, говорят о более молодом возрасте фойяитов. У контакта производные комплекса фойяитов становятся мелкозернистыми, кроме того они содержат ксенолиты более древних пород и в виде жил пересекают более древние породы.

Комплекс молодых жильных пород (дайкавый комплекс) представлен системой преимущественно вертикальных даек разнообразных щелочных пород. Встречаются дайки в различных комплексах сравнительно редко. Распределение в пространстве даек неравномерное и локализовано в отдельных участках. Среди жильных пород встречаются шонкиниты, тералиты, нефелиновые базальты, базаниты и мончикиты.

Возраст нефелино-сиенитового плутона до последнего времени считался спорным. В 1935 г. работниками соседнего района была найдена флора, которая была определена и описана А. Н. Криштофовичем как верхнедевонская, что устанавливает постдевонский возраст данного и соседнего плутонов.

Особенности внутренней структуры плутона. При изучении геологической и структурной карт плутона было обращено большое внимание на изучение текстур течения, которые здесь в некоторых комплексах выражены очень резко. Первичная полосатость видна в таких случаях очень отчетливо, и замеры ее, прослеживание положения ее в пространстве и нанесение на карту благодаря хорошей обнаженности не представляли никакого затруднения. Структурная карта (рис. 63) показывает, что одни комплексы отчетливо слоисты, другие, наоборот, не обладают этим признаком. Так же как и текстуры течения, изучались и наносились на карту первичные трещины. Особенно тщательному изучению подвергались многократно наблюдавшиеся непосредственные контакты различных комплексов, так как они давали возможность судить об относительном возрасте их, о форме контактной поверхности, о структурных соотношениях комплексов.

Замечательной и оригинальной особенностью строения плутона является подковообразное — неполнокольцевое распределение отдельных комплексов пород в теле плутона. Распределение отдельных комплексов не случайное, а почти строго закономерное. На геологической карте хорошо видно, что при движении от периферии к центру плутона последовательно сменяются один за другим более древние комплексы пород относительно молодыми. При этом резко бросается в глаза следующая, непонятная на первый взгляд, особенность: на внешней стороне каждый

комплекс пород контактирует с более древним комплексом, а на внутренней — с более молодым.

Обращает также на себя внимание эксцентрическое, а не концентрическое расположение подковообразных комплексов. Если нанести, например, центры каждого подковообразного комплекса на карту, то мы увидим, что с каждой фазой интрузии такой центр перемещался к востоку, что и послужило причиной удлиненной в широтном направлении формы плутона. В восточной части плутона отдельные подковообразные комплексы выклиниваются и срезаются относительно более молодыми комплексами пород. В этой части плутона происходит нарушение закономерного чередования комплексов, что выражается, например, в том, что трахитоидные нефелиновые сиениты, залегающие обычно между более древними массивными (в сторону к периферии плутона) и более молодыми пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами (в противоположную сторону), в восточной части плутона находятся в контакте с одной стороны с гнейсами, с другой — с фойяитами. У пойкилитовых нефелиновых сиенитов с внешней стороны контакт с гнейсами, а с внутренней — с фойяитами. При этом и здесь сохраняется та закономерность, что на внешней стороне подковы каждый комплекс имеет контакт с относительно более древними породами, а на внутренней стороне — с более молодыми.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в строении плутона принимают участие как отчетливо расслоенные, так и нерасслоенные комплексы пород. К числу расслоенных комплексов относятся комплекс трахитоидных нефелиновых сиенитов, комплекс ийолит-уртитов и частично расслоенный комплекс фойяитов. К нерасслоенным комплексам относятся комплексы щелочных сиенитов, массивных и пойкилитовых нефелиновых сиенитов, в которых первичная полосатость видна только лишь иногда и на небольших участках.

Первичная расслоенность выражается или в послойном чередовании пород различного состава, как это имеет место в комплексе ийолит-уртитов, или в наличии трахитоидности, примером чему могут служить трахитоидные нефелиновые сиениты и, наконец, в наличии первичной полосатости и трахитоидности одновременно.

Для структуры плутона очень характерна сопряженность внутренней структуры отдельных комплексов, слагающих плутон, с контактными поверхностями. Особенно хорошо такая сопряженность видна на примере резко расслоенного комплекса ийолит-уртитов. Наиболее отчетливо первичная полосатость выражена у контакта.

Форма отдельных интрузивных комплексов. Прежде всего рассмотрим характер контактов у каждого комплекса. Внешний контакт массивных нефелиновых сиенитов очень крутой и наклонен или от массива, или, реже, в сторону к массиву. На внешней стороне неполного кольца массивные нефелиновые сиениты находятся в контакте с более древними породами, на внутренней стороне с более молодыми, главным образом трахитоидными нефелиновыми сиенитами. Но в северо-западной части плутона массивные нефелиновые сиениты на довольно значительном протяжении находятся в контакте со щелочными и нефелиновыми сиенитами, которые в виде клина залегают между массивными трахитоидными нефелиновыми сиенитами. Контакт между массивными нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами почти вертикальный. Это указывает на то, что щелочные и нефелиновые сиениты играли по отношению к массивным нефелиновым сиенитам роль вмещающих пород и что форма интрузии массивных нефелиновых сиени-

тов была кольцевой или, вернее, неполнокольцевой. По своей форме интрузия массивных нефелиновых сиенитов напоминает кольцевые дайки в так называемых центральных интрузиях. Крутые углы падения и наклоны в сторону от массива как раз характерны для таких кольцевых интрузий. Вдоль северного контакта и параллельно ему во вмещающих гнейсах залегают несколько даек массивного нефелинового сиенита.

Контакт трахитоидных нефелиновых сиенитов с массивными представляет поверхность опрокинутого конуса с пологими наклонами везде внутри плутона. На внешней стороне трахитоидные нефелиновые сиениты имеют контакт с более древними массивными нефелиновыми сиенитами, а на внутренней — с более молодыми пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами или фойяитами. Случаев, когда трахитоидные нефелиновые сиениты имели бы контакт с более древними породами на внутренней стороне, аналогично тому, как это наблюдалось для массивных нефелиновых сиенитов, здесь не встречалось, и поэтому данные для суждения о форме интрузии массивных нефелиновых сиенитов не полны. Можно лишь утверждать, что интрузия возникла не в результате кольцевых разломов, так как кольцевые разломы характеризуются крутыми углами наклона и наклоном от массива, трахитоидные же нефелиновые сиениты имели одним из контактов коническую поверхность, которая, судя по поведению трахитоидности в трахитоидных нефелиновых сиенитах, становилась по мере удаления от контакта внутрь массива все более и более пологой. Как увидим ниже, конические поверхности генетически резко отличаются от кольцевых. Судя по тому, что трахитоидные нефелиновые сиениты срезаются контактом с более молодыми породами на внутреннем контакте, можно думать, что первоначально трахитоидные нефелиновые сиениты занимали гораздо большую площадь, чем та, которая видна на карте.

Пойкилитовые нефелиновые сиениты, аналогично массивным нефелиновым сиенитам, представляют также мощную кольцевую интрузию, на что указывают цилиндрическая форма внешнего контакта и очень крутые углы наклона контактной поверхности. Вмещающими породами для кольцевой интрузии были трахитоидные нефелиновые сиениты, в пользу чего говорят контакты с трахитоидными нефелиновыми сиенитами на внешней стороне интрузии и наличие трахитоидных нефелиновых сиенитов у внутреннего контакта в северо-западной части плутона. Интрузия выполнила кольцевой разлом, возникновение которого сопровождалось эруптивной брекчией, состоящей из обломков трахитоидного нефелинового сиенита и нефелино-сиенитового цемента. В этом отношении эти породы обладают сходством с массивными нефелиновыми сиенитами.

Интрузия ийолит-уртитов и интрузия среднезернистых и мелкозернистых нефелиновых сиенитов (последние две производные фойяитов) по характеру залегания близки к интрузивным коническим слоям, от которых они отличаются очень большой мощностью, что объясняется, вероятно, огромными размерами данной центральной интрузии.

Комплекс фойяитов, слагающий центральную часть плутона, по структуре близко напоминает структуру трахитоидных нефелиновых сиенитов. Контактная поверхность также представляет собой поверхность опрокинутого конуса. Это сходство подчеркивается хорошо выраженной трахитоидностью, которая наблюдается очень часто.

В связи с подковообразным строением отдельных комплексов наблюдается своеобразная особенность в расположении первичных трещин

в плутоне. Различаются следующие обычные системы трещин: трещины пластовые (L), располагающиеся параллельно трахитоидности в расслоенных комплексах и очень хорошо выраженные. В нерасслоенных или слабо и частично расслоенных кольцевых интрузиях — в массивных нефелиновых сиенитах и пойкилитовых нефелиновых сиенитах за трещины (L) следует признать вертикальные или крутонаклонные трещины, параллельные периферии комплексов. Не менее хорошо выражены вертикальные продольные трещины (S), которые располагаются радиально. Поперечные трещины (Q) иногда хорошо выражены и располагаются перпендикулярно трахитоидности и перпендикулярно трещинам (S) (на структурной карте не нанесены). Нередко встречаются диагональные трещины. Обращает внимание расположение структурного блока в различных местах одного и того же комплекса. В связи с подковообразным строением плутона положение структурного блока в различных местах различное. Так, например, положение структурного блока в трахитоидных нефелиновых сиенитах в западной части плутона определяется пологими трещинами (L), параллельными трахитоидности и наклонными на восток, и вертикальными трещинами (S) широтного простирания. При движении на северо-восток структурный блок постепенно изменяет свое положение в пространстве, и в северной части плутона пологие трещины (L) наклонены на юг, а вертикальные трещины (S) имеют меридиональное простирание. В общем радиальные трещины соответствуют продольным (S) во всех случаях; по ним нередко располагаются дайки. Положение структурного блока в разных комплексах может быть различным, что особенно наглядно видно при сопоставлении положения структурных блоков в соседних конической и кольцевой интрузиях. В конической интрузии пологие трещины (L) полого наклонены внутрь массива, а в кольцевой они вертикальны или круто наклонены в сторону от массива. Такое усложнение в расположении структурного блока в различных местах плутона и в различных комплексах пород, объясняемое сложностью строения плутона, служит предостережением против механического сбора данных о положении трещин и статистической обработки таких данных с целью установления положения единого структурного блока в плутоне и разрешения вопроса „о боковом давлении“.

Механизм интрузии и форма всего плутона. На основании рассмотрения особенностей внутренней структуры плутона, а также формы отдельных интрузий, в результате которых сформировался плутон, можно прийти к следующим выводам.

Во время отдельных фаз интрузии, не считая дайкового комплекса, сформировались тела, построенные по типу кольцевых даек — кольцевые интрузии и по типу конических интрузивных слоев — конические интрузии. Сказанное выше указывает на то, что плутон представляет собой пример мощной центральной интрузии. Несмотря на то, что отдельные интрузии не всегда являются непрерывно или полнокольцевыми и коническими, такие тела мы называем просто кольцевыми или коническими, потому что они генетически принадлежат к этим типам. Необходимо отметить, что типичными пластовыми коническими интрузиями будут интрузия ийолит-уртитов и интрузия мелкозернистых и среднезернистых нефелиновых сиенитов (производные комплекса фойяитов). Интрузию трахитоидных нефелиновых сиенитов и фойяитов нельзя назвать типичными коническими пластовыми интрузиями, хотя их возникновение также генетически находится в связи с возникновением конических разломов.

Вопросом о механизме центральных интрузий (а описываемый плутон представляет самую большую из известных центральную интрузию) много и безуспешно занимались шотландские геологи. Е. М. Андерсон объяснил возникновение кольцевых и конических интрузий, выполняющих кольцевые и конические разломы, следующим образом. Разрывы по конусообразным поверхностям появляются в связи с увеличением давления в магматическом резервуаре и представляют собой трещины натяжения, возникшие в местах наибольшего давления. Кольцевые разломы, наоборот, возникают вследствие уменьшения магматического давления и сопровождаются опусканием центральной части плутона.

В специальной работе Андерсон при помощи математического анализа объяснил, с одной стороны, характерные особенности возникающих в центральных интрузиях кольцевых разломов, сопровождающихся опусканием центральной части плутона и возникновением кольцевых интрузий, и с другой — разломов по коническим поверхностям, сопровождающихся коническими интрузиями.

В нашем плутоне кольцевые интрузии массивных нефелиновых сиенитов и позднее пойкилитовых нефелиновых сиенитов сопровождались опусканием центральной части плутона. Такие опускания объясняют причину закономерной смены относительно более древних комплексов относительно более молодыми по мере движения от периферии к центру плутона.

Срезание и выклинивание неполных колец отдельных интрузивных комплексов в восточной части плутона, эксцентрическое расположение колец и, наконец, закономерная смена относительно более древних комплексов пород все более молодыми от периферии к центру — все это отчетливо указывает на последовательное перемещение центров отдельных конических и кольцевых интрузий к востоку. С этой точки зрения понятной становится асимметрия плутона.

Такое перемещение центров отдельных кольцевых и конических интрузий весьма характерно для центральных интрузий вообще.

Вопрос о форме данного плутона поднимался в весьма обширной литературе неоднократно. Нефелино-сиенитовый плутон считали лакколлитом, батолитом, лополитом, воронкообразным телом. Разобраться в этом сложном и трудном вопросе, как и во многих других вопросах, оказалось возможным лишь при помощи структурного анализа.

О роли дифференциации и ассимиляции в процессе формирования щелочных пород плутона. Следует различать процессы дифференциации, происходившие в магматическом очаге (подкорковая дифференциация), и процессы дифференциации, совершавшиеся в процессе движения при выполнении полости (дифференциация на месте). В результате дифференциации на месте иногда возникало большое разнообразие пород, примером чему может служить комплекс уртитов, ийолитов, малинитов и люявритов (рис. 64), в котором в послыйном чередовании встречаются разнообразные породы. В других случаях в результате движения при выполнении полости возникали слабо расслоенные, но резко трахитоидные породы.

О процессах дифференциации, совершающейся в подкорковых условиях, можно приблизительно судить на основании среднего состава пород каждого комплекса, возникавших последовательно в различные интрузивные фазы. Изменение среднего состава пород комплекса харак-

теризует ход процесса дифференциации подкоровой магмы. Более или менее однообразный средний химический состав горных пород плутона говорит о сравнительно однообразном составе нефелино-сиенитовой магмы, за счет которой формировались производные различных фаз интрузии. Исключение представляет комплекс уртитов и подчиненных пород, характеризующийся повышенным содержанием нефелина, большей основностью и обогащением магмы щелочами. Кроме того, ко вре-

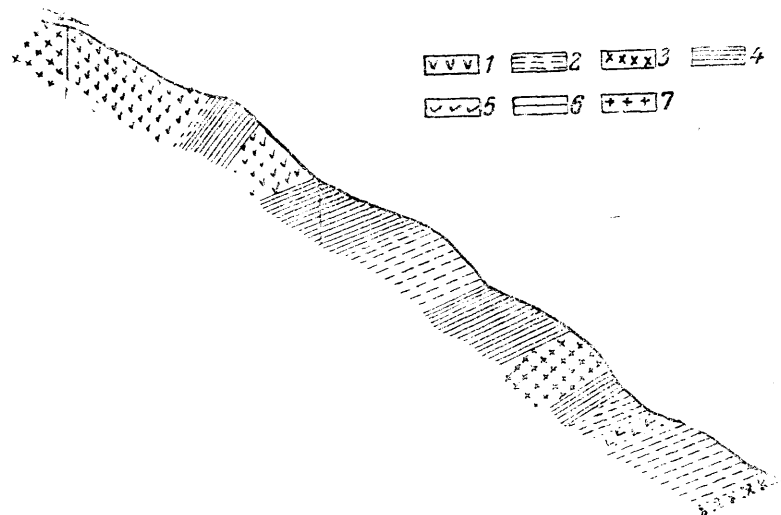


Рис. 64. Схема залегания комплекса ийолит-уртитов. Пойкилитовые нефелиновые сиениты. 2. Гнейсовидные ийолиты, уртиты и малиньиты. 3. Массивные ийолит-уртиты. 4. Луавриты. 5. Ювиты. 6. Жильные ийолиты. 7. Среднезернистые фойаиты.

мени интрузии ийолит-уртитов произошло огромное обогащение фосфором и кальцием, в результате чего и возникли апатитовые месторождения.

Процесс эволюции подкоровой магмы совершался, вероятно, следующим образом: к началу интрузии пойкилитовых нефелиновых сиенитов произошло обеднение кремнеземом и некоторое обогащение щелочами, что нашло свое отражение в обогащении пород нефелином и что особенно ярко проявилось к началу ийолит-уртитовой интрузии. Состав магмы при более поздней интрузии ийолит-уртитов опять изменился в сторону первоначального нефелино-сиенитового ее состава. Дайковый комплекс, состоящий, главным образом, из меланократовых, лампрофировых пород, возник в последнюю стадию эволюции магмы. В этом отношении дифференциация нефелино-сиенитовой магмы напоминает дифференциацию щелочноземельных магм, которая также заканчивается образованием лампрофиров.

Генезис родоначальной магмы. В литературе этот вопрос затрагивался неоднократно. Б. М. Куплетский считает, что щелочные граниты и нефелиновые сиениты возникли за счет одной и той же магмы. По мнению В. И. Влодавца, щелочная магма данного и соседнего плутонов возникла в результате ассимиляции известняков. С вопросом о генезисе щелочных магм находится в тесной связи вопрос об

ассимиляции, масштабам которой некоторые авторы склонны приписывать большое значение.

Детальное изучение контактных и контактово-метасоматических изменений показало, что, несмотря на интенсивные изменения, каким иногда подвергаются вмещающие породы под влиянием нефелино-сиенитовой магмы, все же необходимо признать, что масштабы явлений ассимиляции были незначительными, подтверждением чему служат хорошо сохранившаяся в большинстве случаев угловатая форма ксенолитов вмещающих пород, сохранение реликтовой структуры и структуры в ксенолитах и незначительные изменения в химическом составе ксенолитов. Случаи глубоких изменений, которым подвергаются вмещающие породы и ксенолиты, сравнительно редки. Наблюдения говорят за относительно небольшие глубины, на которых совершалась интрузия, с чем согласуются и другие данные.

Таким образом, необходимо сделать вывод, что в магматическую полость интродировала дифференцированная на глубине магма, что процессы магмообразования происходили на большой глубине и что непосредственные наблюдения над породами плутона не дают возможности судить о том, каким образом на глубине возникла нефелино-сиенитовая магма.

ШОТЛАНДСКИЕ ЦЕНТРАЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

Западная Шотландия и отчасти северная Ирландия являются классическими районами развития центральных интрузий, которые, начиная с 20-х годов настоящего столетия, особенно внимательно изучались коллективом английских геологов. Этот район замечателен в том отношении, что именно в нем были впервые установлены и изучены новые формы интрузий — кольцевые и конические.

На рис. 65 изображена схематическая карта распространения третичных центральных интрузий в Шотландии и Ирландии. Шотландские центральные интрузии представляют очень поучительный пример еще и в том отношении, что здесь местами, кроме кольцевых и конических интрузий, наблюдаются радиальные дайки (радиальные интрузии), свиты-рой параллельных крутонаклонных даек, соединяющих отдельные центральные интрузии, простирающиеся на большие расстояния и находящиеся в генетической связи с центральными интрузиями силлы. Кольцевые и конические интрузии часто бывают неполнокольцевыми и неполноконическими. В Шотландии кольцевые интрузии называются кольцевыми дайками, а конические интрузии, вследствие сложного их строения, называются коническими слоями.

Почти до последнего времени центральные интрузии известны были только лишь в Шотландии. Совсем недавно установлено, что мощная щелочная интрузия, описанная выше, построена по типу центральных интрузий. Последние геологические исследования, произведенные в СССР, указывают на то, что центральные интрузии встречаются и в других местах, например в Казахстане (гранитный плутон около курорта Борового), на Кавказе в Армении (Памбакский щелочной плутон).

С точки зрения структурного анализа, знакомство с центральными интрузиями очень важно по следующим причинам: 1) в центральных интрузиях хорошо видна зависимость формы интрузии от соотношения внутренних и внешних сил (от соотношения между активностью магмы и поведением окружающих пород — рамы); 2) сложные центральные

плутонической и вулканической деятельности, хорошо видны на разрезе, изображенном на рис. 67. При этом различные этапы плутонической деятельности были сосредоточены по краям кальдеры опускания около первого центра. После того как плутоническая и вулканическая деятельность около первого центра закончилась, она сосредоточилась около второго центра, расположенного от первого примерно в 8,8 км.

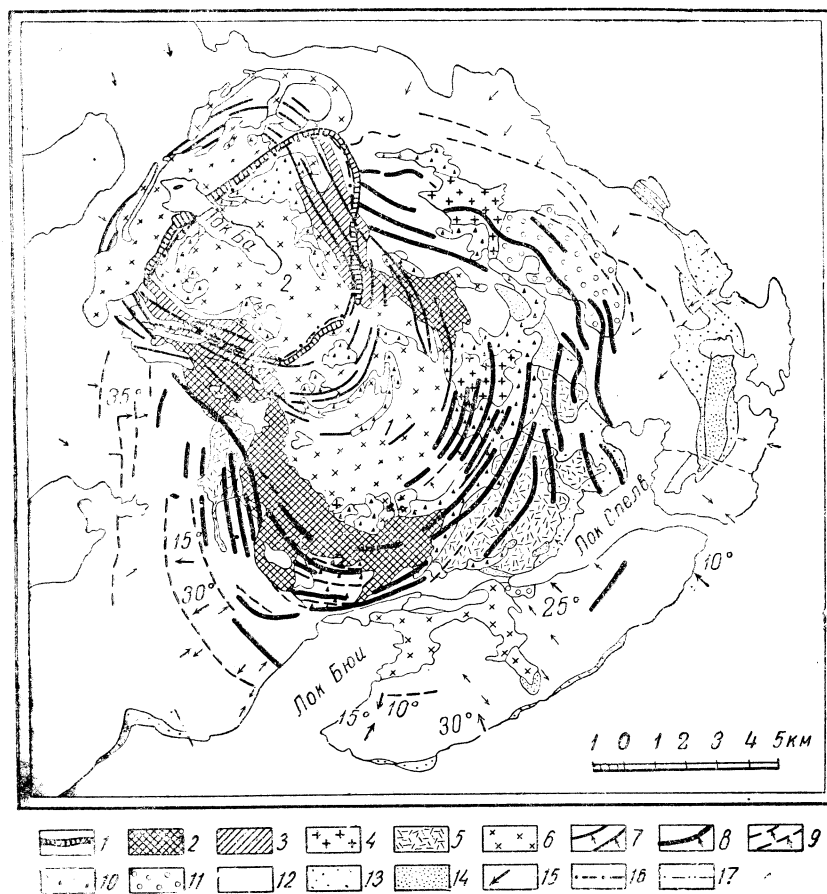


Рис. 66. Центральная интрузия острова Мулл.

1. Лок Ба-фельзиты. 2. Габбро. 3. Авгитовые диориты. 4. Фельзиты. 5. Гранофиры. 6. Другие главные интрузии. 7. Поздние конические основные интрузии. 8. Ранние основные конические интрузии. 9. Ранние кислые конические интрузии. 10. Риолитовые брекчии выводящих каналов эффузий. 11. Риолитовая вулканическая брекчия синклинали. 12. Базальтовые лавы. 13. Мезозойские осадочные породы. 14. Домезозойские толщи. 15. Границы главной кальдеры. 16. Нарушения базальтовых покровов и осадочных толщ. 17. Другие сбросы (по Ричи).

Второй центр очень хорошо определяется наличием наиболее молодой кольцевой интрузии фельзитов. История плутонической деятельности около второго центра не совсем ясна, потому что центральная опустившаяся часть кальдеры сложена интрузией гранофиров, которые затушевывали многие черты геологического строения этой части острова Мулл. Гранофиры центральной части являются несколько более ранними по сравнению с гранофирами в северо-западной части участка, около северо-западного конца озера Лок Ба (и те и другие заштрихованы на

карте косыми крестиками). Так же как и около первого центра, около второго центра возникали конические разломы, сопровождавшиеся коническими интрузиями основных пород. Конические слои здесь наиболее совершенны по сравнению со слоями других конических интрузий Шотландии. Суммарная мощность конических слоев достигает почти 750 м.

Фельзитовая кольцевая интрузия Лок Ба была последней и наиболее совершенной кольцевой интрузией в этом районе. Наклон кольцевого разлома очень крутой — 70—80° в сторону от центра интрузии. Вдоль этого кольцевого разлома произошло опускание центральной части почти на 900 м.

Центральная интрузия Арднамэрчен. В центральной интрузии Арднамэрчен имеются три центра. Плутооническая деятельность происходила последовательно около каждого из них; после того как плутоническая деятельность около первого центра прекратилась,

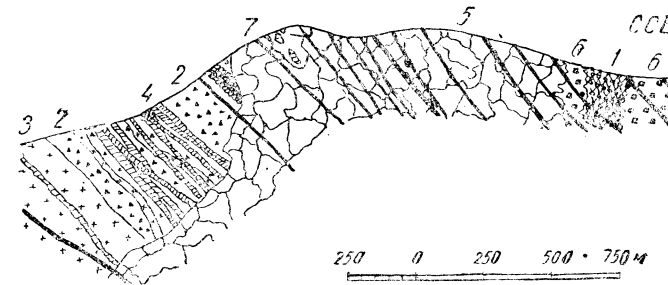


Рис. 67. Разрез через Бен-Бюи на острове Мулл.

1. Базальтовые лавы. 2. Ранние агломераты выводящих каналов. 3. Ранние конические кислые интрузии. 4. Основные конические слои (догаббровые). 5. Габбро. 6. Послегаббровые выводящие каналы эффузий. 7. Поздние конические основные интрузии (по Клафу, Бейли и др., 1924).

она началась около второго центра и после этого около третьего центра. Выводные каналы эффузий выполнены своеобразными вулканическими брекчиями, обломки которых сложены трахитами и более кислыми породами наряду с базальтами.

Первый центр (наиболее древний) располагается в восточной части центральной интрузии. Около него располагаются выводящие каналы эффузий, малые интрузии и конические интрузии. Выводной канал имеет вытянутую в меридиональном направлении форму (см. карту, рис. 68) и сложен агломератами. Малые интрузии отчасти в виде даек, напоминающих кольцевые дайки, отчасти в виде пластовых интрузий или больших конических интрузий. Наиболее поздние стадии эволюции плутонической деятельности около первого центра характеризуются коническими интрузиями.

Второй центр располагается почти в 5 км к западу. Около второго центра вмещающие породы давлением магмы были изогнуты в большой купол, о характере залегания которого говорят наклоны вмещающих пород под углом в 30° от центра интрузии. Платобазальты подстилают мезозойские осадочные породы. Следующие по возрасту конические интрузии сложены, главным образом, кварцевыми долеритами. Характер залегания и состав различных конических слоев около второго центра видны на разрезе (рис. 69). После конической интрузии произошла кольцевая интрузия, располагающаяся ближе к центру. За формированием кольцевых интрузий, сложенных габбро и долеритами, последо-

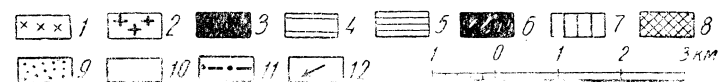
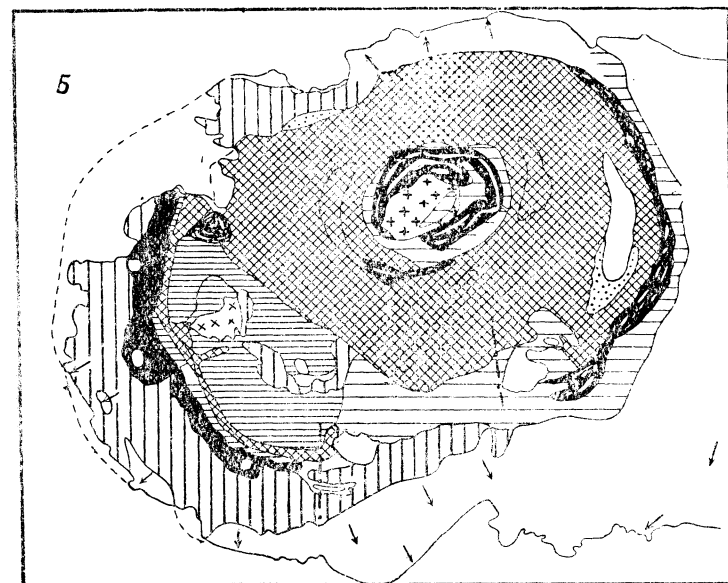
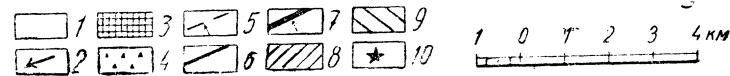
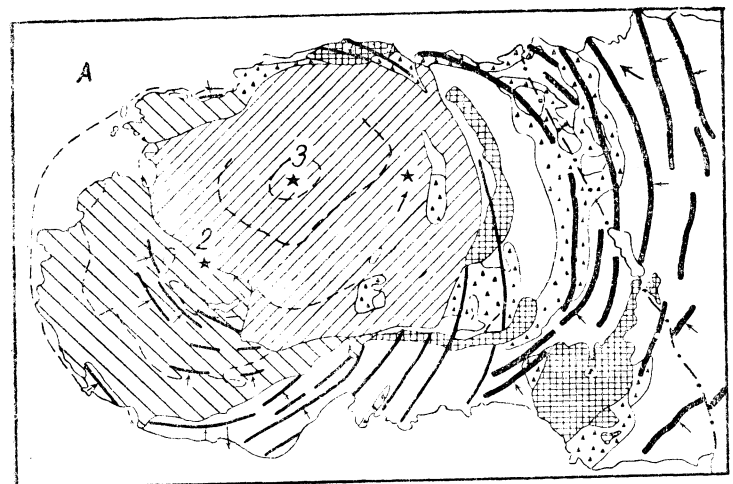


Рис. 68. Центральная интрузия Арднамерчен (по Ричи).

А. 1. Третичные базальтовые лавы. 2. Падение юрских осадочных толщ. 3. Главные интрузии 1-го центра. 4. Выводные каналы эффузий. Конические интрузии: 5. 1-го центра; 6. 2-го центра; 7. 3-го центра. Кольцевые интрузии: 8. 3-го центра; 9. 2-го центра; 10. Центры интрузий. Б. 1. Гранофиры. 2. Кварцевые монцититы и тоналиты. 3. Кварцевые долериты. 4. Кварцевые габбро. 5. Кварцевые габбро. 6. Флюиодальные габбро. 7. Нориты. 8. Биотитовые эвкриты. 9. Другие габбро. 10. Древние породы. 11. Сбросы. 12. Падение мезозойских толщ.

вала опять коническая интрузия, располагающаяся ближе к центру внутри плутона, окруженного кольцевой интрузией (кольцевыми дайками). Замечательно, что наиболее крутые углы наклона конических слоев, располагающихся ближе к центру, $65-70^\circ$ к центру, в то время как углы наклона конических слоев, располагающихся в наибольшем удалении от центра, $35-40^\circ$, а конические слои около первого центра имеют углы наклона всего в 20° или даже меньше. По сравнению с центральной интрузией острова Мулл центральная интрузия Арднамерчен происходила на значительно меньшей глубине, о чем говорит характер пород. В свою очередь плутоническая деятельность около второго центра в Арднамерчен протекала на большей глубине по сравнению с центром первым. Около первого центра располагаются выводящие каналы эффузий, сложенные агломератами, чего нет около центра второго.

Третий центр лежит между первым и вторым. Необходимо отметить, что обычно центры следующих одна за другой кольцевых и конических интрузий располагаются в одном каком-нибудь направлении.

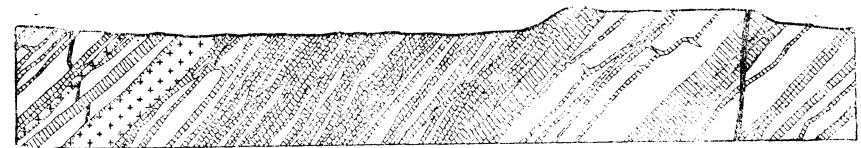


Рис. 69. Конические слои второго центра центральной интрузии Арднамерчен. Разрез через южную часть центральной интрузии (см. рис. 68) (по Ричи).

В этом отношении кольцевая интрузия Арднамерчен представляет исключение. Около третьего центра имеется серия кольцевых даек, пересекающих породы двух предыдущих комплексов. В плане третий комплекс пород имеет овальную форму и удлинен в направлении расположения центров 1—2—3. Комплекс кольцевых даек второго центра, судя по сохранившимся остаткам этих даек, очевидно, имел форму круга и не был вытянут в направлении к первому центру. Серия кольцевых даек около третьего центра располагается почти строго концентрически, — наиболее древние дайки лежат по периферии комплекса, а более молодые — ближе к центру. В третьем комплексе также имеются конические интрузии, но они не так широко распространены.

Для геологического строения третичных шотландских интрузий характерны следующие особенности:

1. Каждый район развития центральных интрузий имеет один или несколько комплексов кольцевых и конических интрузий. В Арднамерчен имеются три центра, на острове Мулл — два, на острове Скай — вероятно, три, на острове Рам пока доказан один центр, на острове Арран — два, в районе Ирландии — четыре.

2. В плане центральные интрузии имеют или концентрическое строение, или концентрическое билатерально-симметричное. Последнее строение определяется линией, на которой располагаются центры кольцевых и конических интрузий.

3. По мере формирования отдельных комплексов центральной интрузии центры кольцевых и конических интрузий постепенно перемещаются в одну сторону (есть исключения, например, в Арднамерчен).

4. При кольцевом строении центральной интрузии обычно более древние комплексы располагаются по периферии интрузии, по мере же передвижения от периферии к центру наблюдается смена более древних комплексов более молодыми. Самый молодой комплекс располагается в центре. При последовательном возникновении кольцевых и конических разломов диаметр их постепенно уменьшается. Из этого правила есть исключения. Так, например, на острове Мулл наиболее поздняя кольцевая интрузия располагается как раз на наиболее значительном расстоянии от центра.

5. Размеры различных кольцевых интрузий колеблются в сравнительно небольших пределах, что видно из следующих данных:

Таблица 4

Район	Диаметр в км
Арднамэрчен (центр 1)	8,0
" (" 2)	8,0
" (" 3)	7,2
Мулл	9,6
Арран	13,0
"	11,2
"	5,6
Скай	12,4
"	8,8
"	7,6
Рам	8,0
В северной части Ирландии	от 11,2 до 6,4

Размеры конических интрузий видны из следующих данных:

Таблица 5

Район	Диаметр в км
Арднамэрчен (центр 1)	6,4
" (" 2)	6,4
" (" 3)	2,8
Мулл (более ранняя интрузия)	8,0
" (более поздняя интрузия)	4,8
Скай	4,8
Рам	4,0

6. Там, где развиваются кольцевые и конические интрузии, они очень часто возникают последовательно одна за другой, т. е. за возникновением кольцевых разломов возникают конические, вслед за коническими разломами возникают опять кольцевые. Такая последовательность конических и кольцевых разломов характерна для Хибинского плутона.

7. Кольцевые разломы часто сопровождаются опусканием внутренних участков с образованием своеобразных кальдер или котловин опускания.

Мощность кольцевых интрузий от нескольких сотен метров до 1,5 км и больше. Напомним, что в нефелино-сиенитовом плутоне мощ-

ность кольцевых интрузий достигает 4—5 км. Мощности кольцевых интрузий выдерживается на большом расстоянии. Кольцевые интрузии выполняют кольцевые разломы, наклоненные в сторону от плутона под углом до 70°. Встречаются и вертикальные кольцевые разломы. Для некоторых кольцевых интрузий характерны брекчии. В контакте кольцевых интрузий нефелино-сиенитового плутона также встречаются эруптивные брекчии. В некоторых случаях кольцевые интрузии при продолжении вверх могут перейти в дугообразные пластовые тела, как это показано на рис. 70. Нередко наблюдалась группа кольцевых даек, разделенных участками вмещающих пород.

Мощность конических слоев 10—12 м, а иногда 3—5 м, а в некоторых случаях только лишь 1 м. Слои наклонены всегда к центру интрузии. Британские конические интрузии обычно представляют систему большого количества параллельных слоев различной мощности. Нередко слои, как это изображено на рис. 69, взаимно пересекаются. А. Харкер впервые обратил внимание на то, что наклон

отдельных конических слоев в одном и том же комплексе при движении от внешних слоев к внутренним постепенно увеличивается. Конические интрузии сложены как основными, так и кислыми породами, в некоторых случаях центральные части такой сложной конической интрузии состоят из кислых пород, краевые же — из основных. В местах соприкосновения кислых и основных пород наблюдается иногда эруптивная брекчия с обломками основных пород. Интрузия кислой магмы происходила позднее интрузии основной. В некоторых случаях можно подозревать, что основная и кислая магмы интродировали одновременно. По мнению Харкера, в магматическом резервуаре одновременно сосуществовали как кислая, так и основная магма, причем конические интрузии питаются, как полагает Харкер, прямо из магматического резервуара, а не являются производными боковых ответвлений кольцевых или каких-либо других интрузий.

Механизм кольцевых и конических интрузий долгое время представлял собой загадку. Е. М. Андерсон был первым, кто объяснил механизм этих оригинальных интрузий (1924), причем правильность своих взглядов он подтвердил математическим анализом. На эту тему Андерсоном была опубликована в 1936 г. специальная работа. Любопытно, что одновременно с опубликованием работы Андерсона геофизик Джеффрис (1936) напечатал рецензию на нее, в которой он вполне соглашается с правильностью выводов и вычислений Андерсона. Таким образом, работа Андерсона, помимо очень большого теоретического значения, представляет редкий пример применения математического анализа к геологии.

По мнению Андерсона, механизм центральных интрузий характеризуется следующими особенностями, которые схематически можно изо-

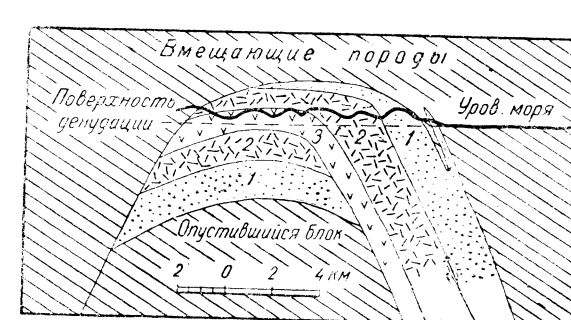


Рис. 70. Диаграмма, иллюстрирующая форму и способ интрузии восточных Мулл (по Ричи).

бразить так, как это сделано на рис. 71. На глубине находится магматический резервуар центральной интрузии. Можно представить следующие три случая соотношений магмы с вмещающими породами.

Давление магмы уравнивается давлением вмещающих пород; в этом случае равновесия никаких изменений происходить не будет.

Теперь представим себе, что давление магмы значительно увеличилось против того, которое характеризует состояние равновесия. При таких условиях во вмещающих породах над магматическим резервуаром возникнут напряжения, в результате которых могут образоваться разломы по определенным поверхностям. Вдоль возникших разломов будет подниматься (выжиматься) из магматического резервуара магма.

Наконец, представим себе третий возможный случай соотношений между давлением магмы и сопротивлением (давлением) вмещающих пород. Давление магмы меньше внешнего давления. В этом случае, очевидно, можно себе представить также возникновение расколов, которые

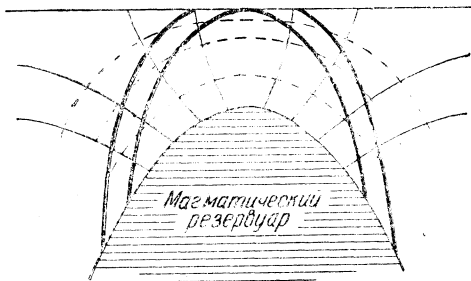


Рис. 71. Диаграмма, иллюстрирующая образование конических и кольцевых разломов. При интенсивном (избыточном) гидростатическом давлении возникают конические разломы (тонкие сплошные линии), по ним происходят конические интрузии. При ослабленном гидростатическом давлении возникают напряжения, параллельные пунктирным линиям, но разломы располагаются параллельно толстым сплошным линиям. По ним и происходят кольцевые интрузии (по Андерсону).

могут быть использованы интрузирующей магмой, что на самом деле и происходит. По мнению Андерсона, математические расчеты и практика наблюдений указывают на то, что в случае интенсивного (избыточного сверх нормы) давления магмы возникают конические или неполноконические разломы, сопровождаемые коническими интрузиями. И наоборот, в тех случаях, когда давление становится значительно более низким против того, при котором наблюдается равновесие, возникают кольцевые или неполнокольцевые разломы, сопровождаемые кольцевыми интрузиями. Так как кольцевые разломы имеют наклон в сторону от плутона или же очень большие углы наклона, близкие к вертикальным, то не трудно допустить, что центральные участки, находящиеся внутри кольцевых разломов, могут опускаться, что на самом деле нередко и наблюдается в природе. Таким образом, образование кольцевых разломов сопровождается возникновением кальдер (котловин) опускания: находящийся внутри кольцевого разлома участок опускается, погружается в глубину. Такие соотношения очень часто действительно наблюдаются в центральных интрузиях при образованиях кольцевых разломов. Наряду с этим случаем в шотландских центральных интрузиях также наблюдаются случаи, когда кольцевые разломы не сопровождаются образованием кальдер опускания. На рис. 71 тонкими сплошными линиями обозначены сечения поверхностей натяжения, которые возникают в результате избыточного давления магмы внутри магматического резервуара. Это — конические разломы, по которым совершаются конические интрузии. Пунктирными линиями показаны поверхности натяжения, возникающие в случае ослабленного, по сравнению с нормальным, давления. В этом случае разломы возникают не по направлению пунктирных линий,

могут быть использованы интрузирующей магмой, что на самом деле и происходит.

По мнению Андерсона, математические расчеты и практика наблюдений указывают на то, что в случае интенсивного (избыточного сверх нормы) давления магмы возникают конические или неполноконические разломы, сопровождаемые коническими интрузиями. И наоборот, в тех случаях, когда давление становится значительно более низким против того, при котором наблюдается равновесие, возникают кольцевые или неполнокольцевые разломы, сопровождаемые кольцевыми интрузиями.

а вдоль жирных сплошных линий; это — кольцевые разломы, по которым и происходят кольцевые интрузии. На схематическом рисунке видно, что в центральных частях кольцевые интрузии становятся более пологими, что имеет место на самом деле и что изображено также на рис. 70.

Наблюдения над различными британскими центрально интрузиями показали, что в случаях такого изменения угла падения иногда обнаруживается постепенный переход к выводным каналам, питающим вулканические излияния.

Оригинальные особенности внутренней структуры и механизма образования центральных интрузий просто объясняют, почему ближе к центру располагаются более молодые комплексы пород и почему у конических и кольцевых интрузий имеется очень часто внешний контакт с более древними породами, а внутренний — с более молодыми.

Очень любопытные данные об экспериментальном изучении конических разломов приводятся Дж. В. Френчем (1922). Конические разломы получены были при давлении небольшим стальным шариком на стекло.

Для того чтобы центральная часть, находящаяся внутри кольцевого разлома, могла опуститься, очевидно, необходимо, чтобы удельный вес опускающейся части был больше удельного веса магмы. Но, кроме удельного веса, как справедливо отмечает Д. Е. Ричи, не меньшее значение имеет содержание летучих в магме. Чем больше содержится летучих в магме, тем легче осуществляется опускание центральной части (1932).

По мнению британских геологов, причиной изменения давления магмы, в результате которого и возникают кольцевые разломы при ослабленном давлении и конические разломы при увеличенном, является региональное растяжение земной коры, которое облегчается и регулируется возникновением нормальных сбросов. Доказательством интенсивных напряжений в земной коре служит наличие так называемых свит или роев даек, которые представляют собой систему примерно параллельных даек, иногда прослеживающихся на значительные расстояния. Такие свиты даек известны в Шотландии и Ирландии (см. рис. 65), причем на протяжении этих свит располагается иногда по нескольку центральных интрузий. По мнению Ричи, между свитами даек и центрально интрузиями существует тесная генетическая связь; интенсивные напряжения на этом участке земной коры послужили причиной возникновения системы крутонаклонных разломов. Вследствие этого в зоне разломов образовывалась своеобразная мобильная зона, в которой условия равновесия в находящихся внизу магматических очагах нарушались. Такие нарушения приводили к возникновению кольцевых и конических разломов. Какая же связь существует между кольцевыми и коническими интрузиями и радиальными разломами, выполненными дайками? Радиальные трещины экспериментально пытались получить Хоув (1901) при опытах с искусственно сооруженным лакколлитом с куполообразной кровлей. В шотландских центральных интрузиях возникновение радиальных трещин приписывается интенсивному давлению магмы снизу вверх. Вероятно, это давление было очень значительным.

Состав магмы британской третичной провинции. Вопрос о составе магмы этой интереснейшей провинции привлекал вни-

мание очень многих геологов. По этому поводу высказывались Томас, Бэйли, Кеннеди, Харкер, Боуэн, Ричи и другие. Состав пород, слагающих центральные интрузии, варьирует от основных (оливиновые габбро) до кислых (гранитов и гранофилов). По мнению Харкера и других, переплавление и дифференциация приводят к возникновению разнообразия пород. По Боуэну, основная магма представляет родоначальную недифференцированную магму, кислая же магма является производной основной и образовалась в верхней части магматического резервуара. Гравитационная кристаллизация послужила причиной постепенного образования более кислой магмы наверху и более основной внизу. По отношению к сложным коническим слоям, состоящим как из основных, так и из кислых пород, Бэйли предполагает, что интрузия кислой магмы возможна была лишь после того, как трещины были приготовлены интрузией более основной, мобильной и застывающей при более низкой температуре магмой. В общем вопрос о составе родоначальной магмы и о соотношениях кислой и основной магм удовлетворительного разрешения до настоящего времени не получил. Шотландские центральные интрузии привлекают внимание тектонистов. В 1935 г. В. Беммелен производил специальное изучение шотландских третичных интрузий с точки зрения выяснения механизма центральных интрузий (1937). Беммелен согласен с объяснениями Андерсона по поводу причин возникновения конических и кольцевых разломов. В истолковании механизма центральных интрузий у Беммелена много общего с толкованием Андерсона. По мнению Беммелена, интрузия происходит при нарушении равновесия между гидростатическим давлением магмы и давлением вмещающих пород, как это уже раньше отметил Андерсон. При этом возможны два случая нарушения равновесия: в одном случае, при „положительном гидростатическом давлении“, гидростатическое давление магмы значительно сильнее давления рамы, во втором случае, при „отрицательном гидростатическом давлении“, гидростатическое давление магмы заметно слабее давления рамы.

При положительном давлении магмы возникают конические интрузии. При отрицательном давлении магмы происходят кольцевые интрузии, возникают силлы и образуются рои даек. При возникновении кольцевых интрузий могут образоваться кальдеры опускания. Образование кальдер опускания зависит не только от ослабленного гидростатического давления магмы, но и от разницы в удельном весе магмы и пород опускающегося участка кровли.

Что же служило причиной уменьшения гидростатического давления в магматическом очаге? Центральные интрузии располагаются в районе, где до интрузии происходили мощные излияния базальтовых лав. Мощные излияния лав и послужили причиной уменьшения гидростатического давления в магматическом очаге. Другая причина заключалась в том, что при кристаллизации магмы также происходило уменьшение гидростатического давления. С другой стороны, внезапное уменьшение гидростатического давления магмы может служить причиной выделения большого количества тепла, повторного плавления и переплавления вмещающих пород, что может вызвать возрастание гидростатического давления, в результате которого, как мы видели, могут возникнуть конические интрузии.

Идея о возникновении силлов вследствие „отрицательного гидростатического давления“ магмы была высказана еще ранее акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1932).

ПРИМЕР СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ДРУГОГО НЕФЕЛИНО-СИЕНИТОВОГО ПЛУТОНА

Плутон имеет много общего с первым, начиная с морфологии и кончая минералогическим и петрографическим составом пород.

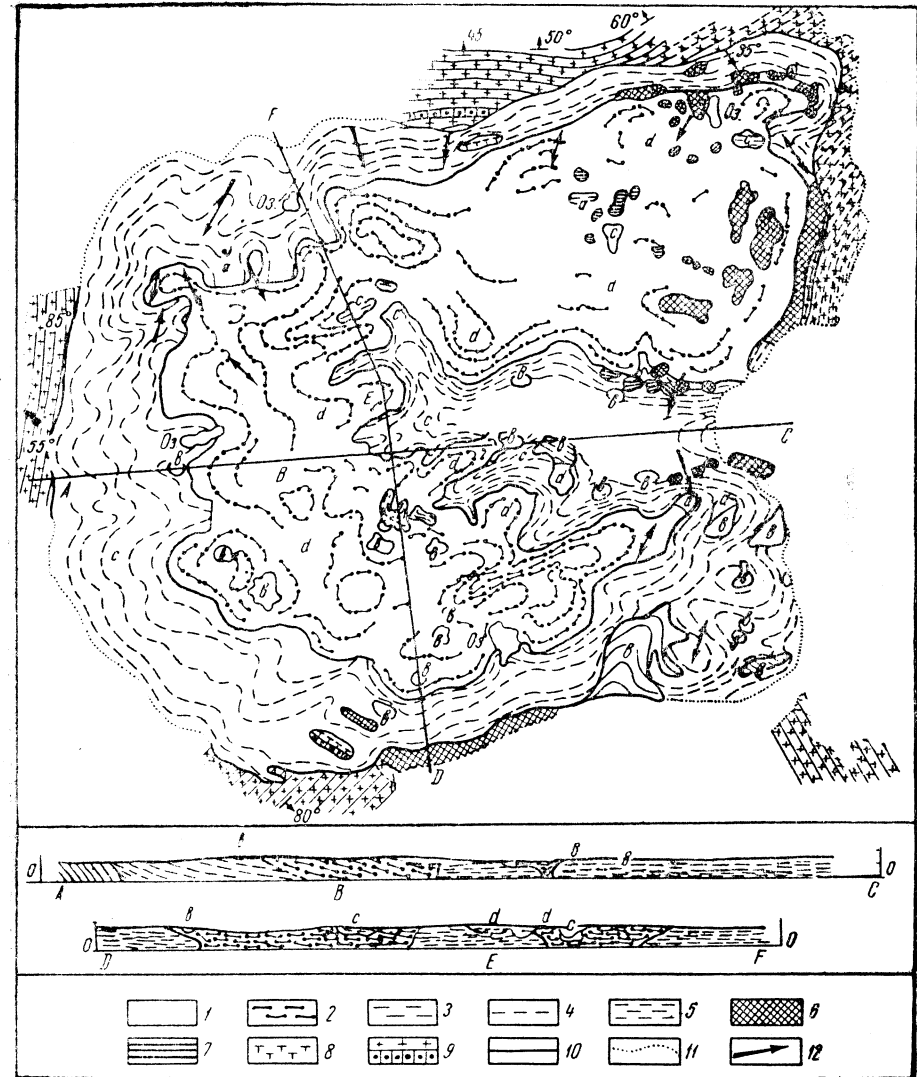


Рис. 72. Структурная схема плутона, составленная А. С. Сахаровым и исправленная и дополненная Н. А. Елисеевым.

Условные обозначения: 1. Четвертичные отложения. 2. Верхний комплекс. 3. Нижний комплекс. 4 и 5. Пойкилитовые нефелиновые сиениты и другие породы I комплекса. Палеозойские толщи: 6. Эффузивы, 7. Туфы и туфогенные сланцы. 8. Метаморфизованные песчаные и глинистые осадочные породы. 9. Архейские гнейсы с прослоями силлиманито-дистеновых сланцев. 10. Граница комплексов пород. 11. Граница четвертичных отложений. 12. Линии течения. Простираение первичной полосатости пород верхнего и нижнего комплексов почти совпадает с сечением горизонталей вследствие пологих углов наклона полосатости.

Работа по геологическому изучению и структурному анализу плутона выполнялась большим коллективом молодых геологов под руководством Н. А. Елисеева.

Вмещающие плутон породы встречаются в различных местах у подножия и в кровле плутона и представлены архейскими гнейсами и девонскими толщами. В состав архейского комплекса входят биотито-плагиоклазовые, гранато-биотитовые и силлиманитовые гнейсы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы и их пегматиты и аплиты, перидотиты, пироксениты, горнблендиты и амфиболовые габбро. Простираение гнейсов в северной части плутона северо-восточное с крутыми углами падения к северо-западу, в северо-восточной части простираение меридиональное с отклонениями к северо-востоку и северо-западу, в западной части меридиональное с крутыми углами падения на восток. В южной и юго-западной частях простираение гнейсов варьирует от северо-восточного до северо-западного с углами падения от 37 до 50°.

Девонские породы преимущественное развитие имеют в кровле плутона. В состав пород входят эффузивные, туфогенные и осадочные породы: авгитовые и эссекситовые порфириты, пикрит-порфириты, фоновитовые и щелочные трахитовые порфириты, сланцы, песчаники, кварциты, туфы и туфогенные сланцы. Залегание девонских пород непостоянное, углы падения обычно крутые (60—80°).

Плутон является сложным интрузивным телом, возникшим в несколько фаз интрузии. Различаются следующие комплексы пород, слагающие плутон, начиная с наиболее древних (рис. 72).

1. Комплекс пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов, тавитов, фойяитов, уртитов, ювитов и щелочных сиенитов. 2. Первично-расслоенный нижний комплекс фойяитов — уртитов — малиньитов — луявритов. 3. Первично-расслоенный комплекс эвдиалитовых луявритов. 4. Дайковый комплекс.

Плутон в основном сложен двумя комплексами пород. Второй комплекс слагает нижнюю часть плутона, третий комплекс — верхнюю часть плутона. Контактная поверхность между ними представляет волнисто-изгибающуюся и полого-наклонную к горизонту поверхность. В дальнейшем мы будем их называть верхним и нижним комплексами.

Породы наиболее древнего комплекса массивных пород (комплекс пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов и других пород) слагают отдельные участки сравнительно небольшого размера, расположенные в различных местах плутона. Ксенолиты этих пород встречаются среди пород других комплексов.

Общие замечания о структуре плутона. Большинство пород плутона обладают хорошо выраженными первично-полосатыми текстурами течения, что выражается или в наличии трахитоидных текстур вследствие плоско-параллельного расположения пластинчатых полевых шпатов (рис. 4), или в наличии полосатых текстур благодаря послойному чередованию относительно меланократовых и лейкократовых пород.

Наиболее хорошо первичная полосатость выражена в нижнем комплексе. Особенно хорошо полосатость видна в верхней части комплекса, что заметно на очень больших расстояниях (рис. 73). Несколько хуже первичная расслоенность видна в верхнем комплексе; трахитоидность здесь выражена очень отчетливо и резко, но послойное чередование пород различного состава хотя и наблюдается часто, однако не имеет такого широкого распространения, как в нижнем комплексе. Первичная расслоенность комплекса пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов наблюдается редко.

Для внутренней структуры и анатомии плутона характерны следующие

особенности: 1) сложное строение вследствие того, что плутон сформировался в несколько интрузивных фаз; 2) широкое распространение первично-полосатых текстур в породах различных комплексов; 3) сложное строение каждого комплекса в отдельности, что выражается или в наличии нескольких серий горных пород (в верхнем комплексе имеются три серии пород: 1 — серия луявритов; 2 — серия жильных луявритов и порфиридных луявритов в виде мелких вертикальных тел; 3 — серия порфиридных луявритов — ювитов), или в параллельном переслаивании различных пород внутри серии или комплекса; 4) в большинстве случаев пологие углы наклона слоев первичной полосатости в различных комплексах.

Структурная карта плутона (рис. 72) является схематизированным обобщением, сделанным на основании данных геологической и структурной карт детального масштаба.

На карте хорошо видно, что контактная поверхность между плутоном и вмещающими породами, структура которых также изображена, несогласна по отношению к структуре гнейсового комплекса. Контакт между девонскими толщами и архейскими гнейсами тектонический. Большое количество глыб девонских пород наблюдается на вершинах гор в северо-восточной части плутона. Слоистость в осадочных и туфогенных толщах имеет обычно крутые углы наклона.

В соответствии с тем, что нижняя, большая часть плутона сложена нижним комплексом, а верхняя — верхним комплексом, и с тем, что оба комплекса имеют пологое залегание, на карте получается так, что большая часть площади заштрихована породами верхнего комплекса. Пологие углы наклона слоев первичной полосатости хорошо видны даже на схематической

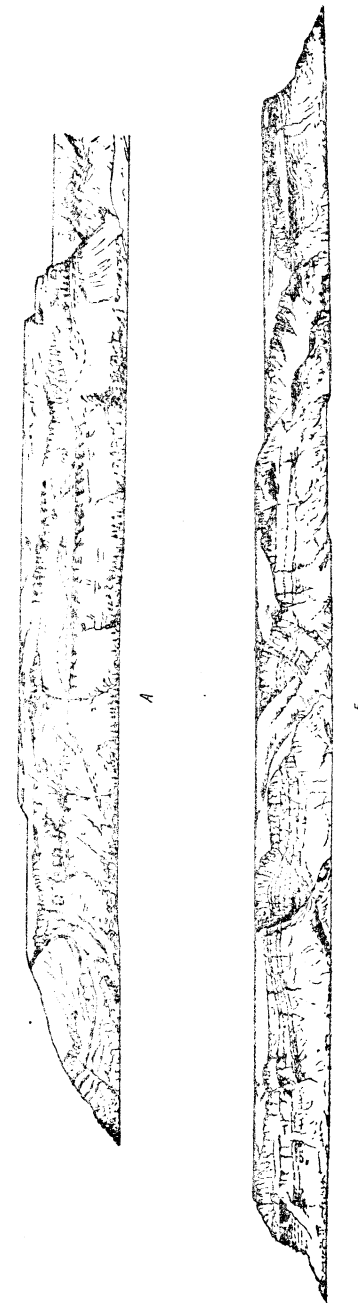


Рис. 73. Схема плутона И. В. Бусен и А. С. Сахарова. Очень хорошо видна первичная полосатость II комплекса пород, слагающего нижнюю часть плутона.
1. Гигантская глыба пород комплекса пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов, в которой видна первичная полосатость. II. Первично-полосатый нижний комплекс. III. Комплекс эвдиалитовых луявритов.

карте благодаря тому, что линии пересечения полосатости с рельефом образуют извилистые линии, близкие к горизонталям.

Кроме элементов залегания первичной полосатости, на карте нанесены линии течения, которые наблюдались в нижнем и верхнем комплексах. В том случае, когда линии течения видны, плоские таблички полевых шпатов заметно удлинены в одном направлении. Длинные игло-видные кристаллы эгирина вытянуты в таких случаях в том же направлении. В том случае, когда наблюдаются линии течения, в трахитоидности заметны мелкие и пологие волнообразные валики; при этом лейсточки поворачиваются и располагаются под углом к волнообразной поверхности трахитоидности.

Дайки встречаются в данном плутоне очень редко, для структуры плутона не характерны и на карту не нанесены. Первичные трещины являются, наоборот, очень важным структурным элементом, система их выражена очень отчетливо. Чтобы не затемнять и не усложнять схематической структурной карты, трещины также не нанесены.

Отношение полосатых и трахитоидных текстур к поверхности контакта с вмещающими породами. Вмещающие породы в контакте с различными породами плутона претерпевают контактовый и контактово-метасоматический метаморфизм. Первичная полосатость и трахитоидность у контакта, как правило, выражены наиболее резко. Трахитоидность и полосатость располагаются параллельно поверхности контакта и в случаях неровной поверхности повторяют изгибы и неровности контакта, то же наблюдается и в контактах с ксенолитами. Около контактов трахитоидность и первичная полосатость обнаруживают нарушения, быстро изменяя свое расположение на небольших расстояниях. Внезапное нарушение направления трахитоидности и первичной полосатости указывает на близость глыб или ксенолитов более древних пород. Такое влияние глыб и ксенолитов распространяется сравнительно на небольшое расстояние от контакта — уже на расстоянии нескольких метров от крупной глыбы вызванное ею нарушение залегания исчезает.

Иногда первичная полосатость обнаруживает лишь слабые изгибы, в то время как трахитоидность образует несколько мелких складкообразных изгибов; в этих случаях как бы наблюдается стратиграфическое несогласие обычно строго согласных полосатости и трахитоидности.

Почти повсюду, где наблюдались контакты с гнейсами по периферии плутона, структура краевых частей плутона обладает следующей особенностью. Трахитоидность и полосатость у контакта имеют крутые наклоны в соответствии с крутыми углами наклона контакта, но по мере удаления от контакта трахитоидность довольно быстро, на протяжении одной-другой сотни метров, приобретает нормальное пологое положение, характерное для плутона.

Структурные взаимоотношения между различными комплексами пород. У контактов с породами комплекса пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов породы нижнего и верхнего комплексов становятся нередко более мелкозернистыми, образуют апофизы; трахитоидность повторяет очертания поверхности контакта с породами комплекса пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов, ксенолиты которых встречаются в породах нижнего комплекса и комплекса эвдиалитовых люавритов.

Структурные отношения между нижним комплексом и комплексом эвдиалитовых люавритов имеют очень важное значение, потому что боль-

шая часть плутона сложена этими двумя комплексами. Контактная поверхность между этими двумя комплексами пород представляет собой пологую и волнообразную полого изгибающуюся поверхность. На сравнительно большом расстоянии вдоль северного берега внутреннего озера между нижним и верхним комплексами залегают длинные и тонкие полосы-клинья девонских пород, которые, повидимому, представляют собой участки кровли для нижнего комплекса и подошву для верхнего комплекса. Очень часто у контакта с нижним комплексом в люавритах верхнего комплекса появляются своеобразные краевые (приконтактные) зоны порфировидных люавритов или же пластовые интрузивные залежи порфировидных люавритов и ювитов с интрузивными контактами как с нижним комплексом пород, так и верхним.

Породы нижнего комплекса следов контактного изменения обычно не обнаруживают, за исключением случаев локального проявления аутометасоматических изменений порфировидных и эвдиалитовых люавритов, которые сопровождаются контактово-метасоматическими изменениями пород нижнего комплекса, в особенности в тех случаях, когда вдоль контакта имеются ксенолиты таких пород.

В различных местах контакта наблюдается срезание первичной полосатости нижнего комплекса, полосатость же верхнего параллельна поверхности контакта. В некоторых местах такое постепенное срезание различных горизонтов нижнего комплекса прослеживается непрерывно на протяжении нескольких сот метров. Сравнительно реже встречаются случаи стратиграфически согласных контактов верхнего комплекса с нижним. Угловое несогласие отсутствует, появляются так называемые „слепые” контакты, и соотношения между двумя комплексами становятся не совсем ясными.

Структура вертикальных интрузий верхнего комплекса. Как уже указывалось выше, комплекс имеет сложное строение и состоит, помимо люавритов и подчиненных им пород, слагающих мощное почти горизонтальное тело верхней части плутона, из серии порфировидных люавритов и люавритов, слагающих небольшие, преимущественно вертикальные интрузивные тела и серии порфировидных люавритов и ювитов, образующих пологие пластообразные интрузивные залежи вдоль контакта между нижним и верхним комплексами.

Небольшие вертикальные интрузивные тела известны в нескольких местах. На горе в центральной части плутона люавриты слагают вертикальный шток в виде округлого участка с сечением $1,2 \times 0,7$ км. Шток рассекает нижний комплекс — его верхнюю и нижнюю части.

У восточного подножия горы в восточной части плутона эвдиалитовые люавриты слагают мощную дамбу (до 150 м), пересекающую гнейсы и нижний комплекс. К сожалению, обнаженность в этой части плутона очень плохая. Простирается дамба меридиональное, падение, близкое к вертикальному. Такая же дамба примерно меридионального простираения, но несколько меньших размеров известна у восточного склона горы в северо-восточной части.

На южном склоне горы в северо-восточной части плутона располагается несколько вертикальных пластовых интрузий, постепенно выклинивающихся кверху, мощностью в 40—50, а иногда до 100 м. Такие вертикальные тела пересекают люавриты, слагающие мощное пластовое горизонтальное тело в верхней части плутона. Трахитоидность в вертикальных телах резко выражена и располагается параллельно крутой

поверхности контакта, рассекающей первичную полосатость и трахитоидность лувяритов горизонтального тела.

Взаимоотношения различных пород внутри различных комплексов. Наиболее древний комплекс щелочных пород имеет довольно разнообразный состав, но хорошие разрезы, в которых были бы видны соотношения между различными породами, встречаются редко. На восточном склоне другой горы в послойном чередовании находятся пойкилитовые содалито-нефелиновые сиениты, тавиты, уртиты, ювиты и фойяиты, что говорит о сингенетичности этих пород.

О сингенетичности различных пород комплекса и пород верхнего комплекса говорят обычно наблюдающиеся постепенные переходы между различными породами, согласное поведение различных пород в местах

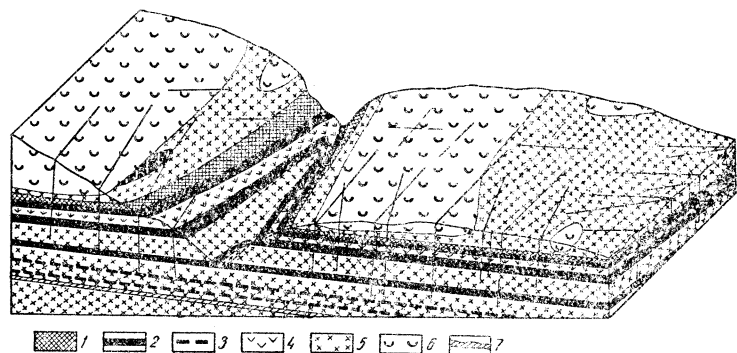


Рис. 74. Схема части плутона (составлена М. Л. Золотарем).

1. Уртит. 2. Меланократовый лувярит. 3. Мезократовый лувярит. 4. Лейкократовый лувярит. 5. Фойяит. 6. Порфирированный мелкозернистый нефелиновый сиенит. 7. Лувярит со сфеном.

изогнутости и изменения первичной полосатости, одинаковый состав минералов. О сингенетичности различных пород внутри комплекса говорит большое сходство разрезов из различных частей плутона.

Правильное послойное чередование различных пород нижнего комплекса напоминает правильное послойное чередование в осадочных толщах (рис. 74) и позволяет составлять стратиграфические разрезы комплекса и сравнивать разрезы, составленные в различных местах плутона, между собой (рис. 75).

Сравнительное изучение разрезов верхнего комплекса показало, что, несмотря на правильное послойное чередование различных пород (рис. 76), здесь нет такого удивительно строгого постоянства в поведении горных пород, слагающих разрезы в различных местах комплекса, какое мы наблюдаем в нижнем комплексе.

Первичные трещины в плутоне. Вторичные трещины, если не считать трещин десквамации, появляющихся на склонах, в плутоне отсутствуют. Никаких тектонических нарушений — сбросов, сдвигов и т. д. — в плутоне не наблюдалось. Закономерная система первичных трещин выражена очень хорошо. Первичные трещины в противоположность текстурам течения в породах обладают удивительным постоянством в различных частях плутона, в то время как текстуры течения нередко капризно изменяют свое положение на небольших расстояниях.

Кроме того, различные системы трещин являются общими для всех комплексов пород.

Обычно наблюдаются 4 системы первичных трещин: 1) горизонтальные или пологонаклонные трещины *L*, совпадающие с первичной полосатостью или трахитоидностью. Лишь у контакта с гнейсами, в крайних частях плутона, в соответствии с крутыми углами наклона первичной полосатости трещины *L* также наклонены круто; 2) крутонаклонные и вертикальные трещины примерно широтного направления. Это трещины *Q*, потому что они располагаются под прямым углом к линиям течения; 3) крутонаклонные и вертикальные трещины *S* примерно меридионального простирания; 4) диагональные трещины с крутыми углами падения. Кроме того, иногда наблюдаются трещины, параллельные поверхности ксенолитов и глыб поблизости от контактов.

Параллельно первичной полосатости и трахитоидности трещины *L* выражены особенно хорошо и служат причиной возникновения плитчатой отдельности. Трещины *Q* более совершенны по сравнению с трещинами *S*. Диагональные трещины имеют подчиненное значение по сравнению с первыми тремя группами трещин.

Во вмещающих породах имеется своя собственная система трещин, несогласная с системой первичных трещин плутона.

Положение структурного блока в различных местах плутона определяют следующие особенности текстур течения и первичных трещин в плутоне: 1) пологое и горизонтальное расположение первичной полосатости. Исключение представляют узкие крайние зоны и приконтактные зоны; 2) примерно меридиональное с отклонениями к северо-востоку и северо-западу простирание линий течения, располагающихся в полосах течения; 3) хорошо выраженная система

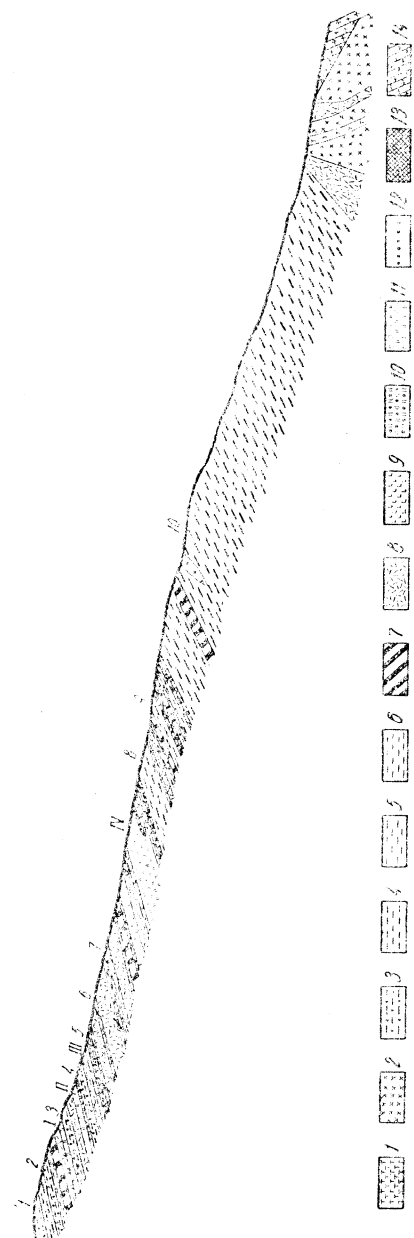


Рис. 75. Схема нижнего комплекса плутона.

1. Жила альбитита. 2. Пегматиты. 3. Меланократовый лувярит. 4. Мезократовый лувярит. 5. Лейкократовый лувярит. 6. Амфиболовый лувярит. 7. Трахитоидный фойяит. 8. Массивный фойяит. 9. Ювиг. 10. Контактный уртит. 11. Уртит. 12. Малинит. 13. Авгитовый порфирит. 14. Гнейсы. Арабскими цифрами обозначены различные прослои лувяритов, римскими — уртитов.

первичных трещин; 4) более выдержанное и постоянное расположение первичных трещин в пространстве по сравнению с расположением

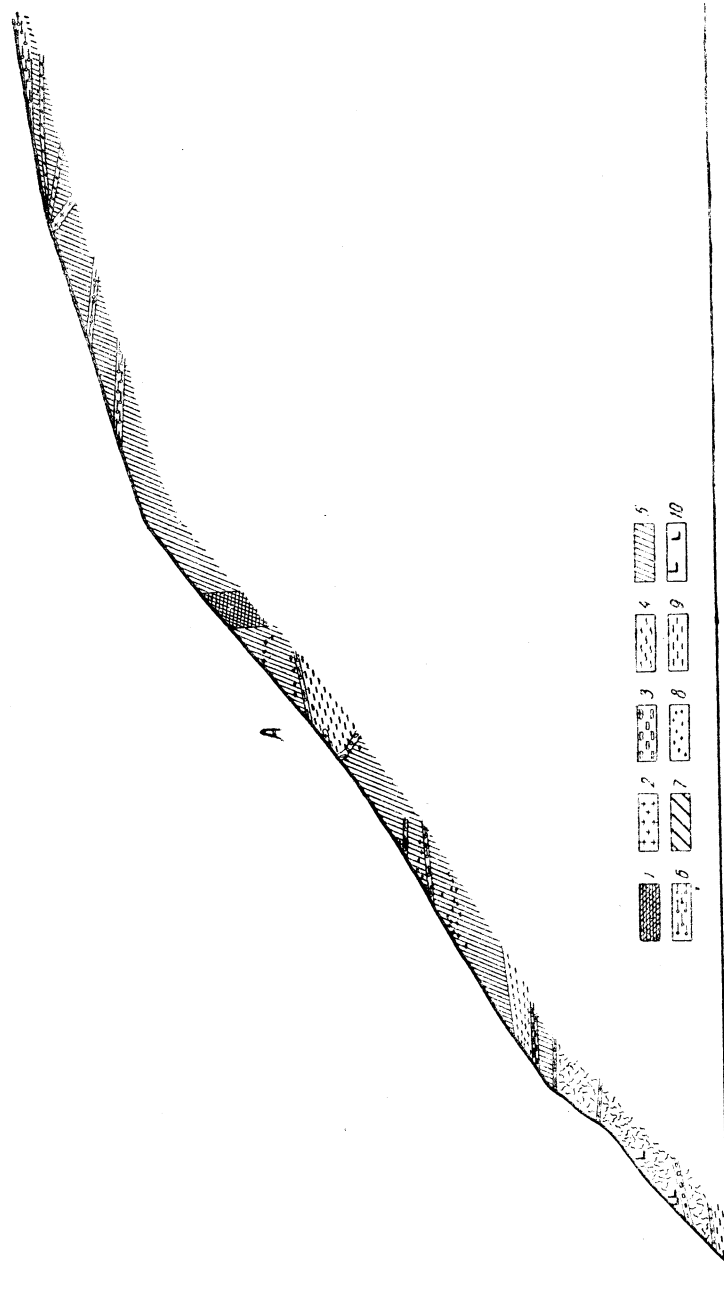


Рис. 76. А. Схема верхнего комплекса. 1. Нефелиновый базальт. 2. Пегматит. 3. Порфиридный лейкоит. 4. Лейкокраповый лейкоит. 5. Мезокраповый лейкоит. 6. Меланокраповый лейкоит. 7. Тонкое переслаивание лейкоитов и эпидоцитов. 8. Эпидоциты. 9. Мезокраповый лейкоит. 10. Уртит.

текстур течения; 5) примерно совпадающее положение структурного блока для различных комплексов пород; 6) более или менее сохраняющееся постоянное положение структурного блока для различных участ-

ков plutона, что объясняется, повидимому, одинаковой тектонической обстановкой, в которой совершались различные фазы интрузии. Возмущения и отклонения в расположении текстур течения отражают местные, локальные условия, трещинная же тектоника является отражением

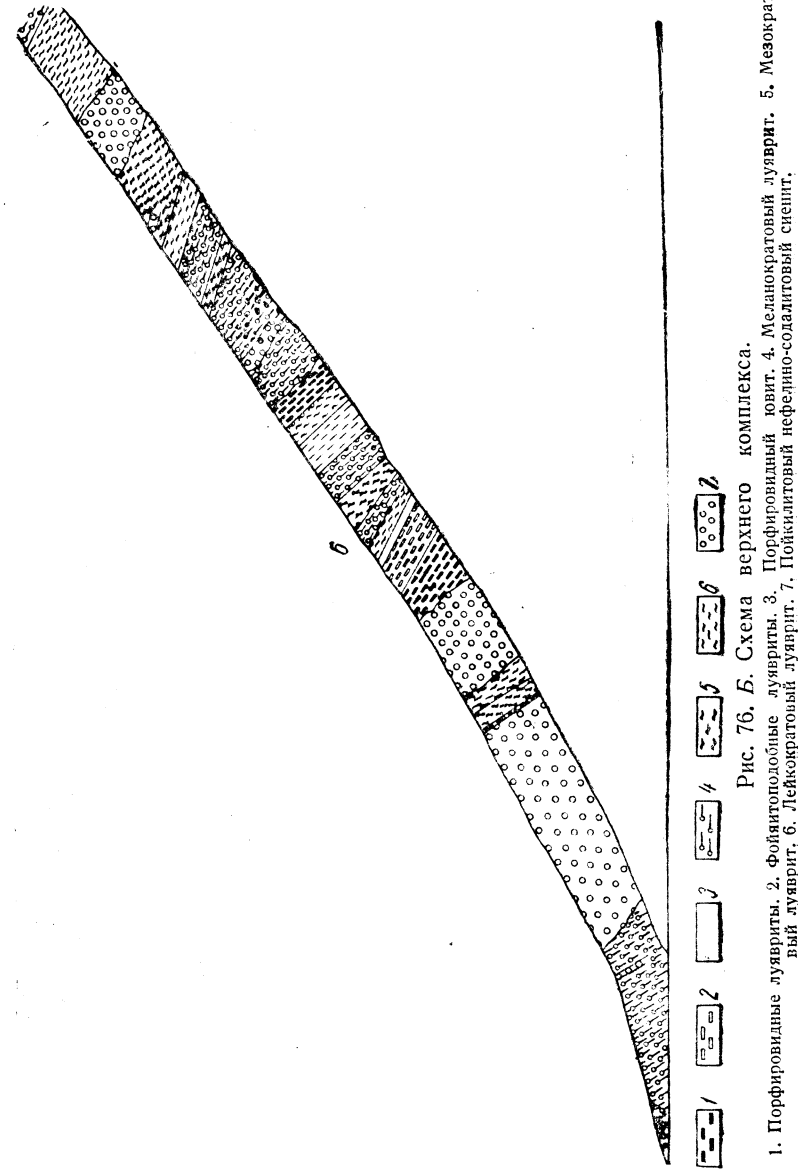


Рис. 76. Б. Схема верхнего комплекса. 1. Порфиридные лейкоиты. 2. Фойятоподобные лейкоиты. 3. Порфиридный лейкоит. 4. Меланокраповый лейкоит. 5. Мезокраповый лейкоит. 6. Лейкокраповый лейкоит. 7. Пофелиновый нефелино-содалитовый сиенит.

общей для всего plutона тектонической обстановки. Судя по совпадению структурных блоков в различных комплексах пород, можно сделать заключение об одинаковых, не изменяющихся во все время формирования plutона тектонических условиях, при которых происходила многофазная интрузия нефелино-сиенитовой магмы.

Форма отдельных интрузивных комплексов и форма плутона. О характере залегания и форме интрузии комплекса пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов и подчиненных пород, возникших в первую фазу интрузии, трудно судить, так как известны лишь разобщенные участки комплекса.

Чтобы определить форму нижнего комплекса-плутона, необходимо знать верхнюю и нижнюю контактные поверхности. Верхняя контактная поверхность с залегающими выше нижнего комплекса люавритами верхнего комплекса является очень полого изгибающейся волнообразной поверхностью, очень полого наклоненной к востоку. Несмотря на большую разницу в отметках, наклон контактной поверхности на восток очень слабый, так как поперечник плутона в широтном направлении, как мы видели, превышает 25 км. Верхняя контактная поверхность срезает в различных местах разные горизонты верхней части нижнего комплекса.

Непосредственные обнажения нижней контактной поверхности нижнего комплекса (с гнейсами) наблюдаются лишь по периферии плутона. Здесь обычно полого залегающая первичная полосатость на протяжении примерно 200 м приобретает постепенно крутые углы падения (до вертикальных) в соответствии с крутым наклоном контакта. Судя по тому, что такая особенность в поведении первичной полосатости и трахитоидности наблюдается и в контакте с ксенолитами и глыбами, мы можем по расположению в пространстве первичной полосатости судить о форме и расположении в пространстве контактной поверхности. Так как первичная полосатость и трахитоидность в небольшом удалении от периферии плутона залегают полого, можно с уверенностью утверждать, что нижняя граница нижнего комплекса залегает очень полого, несмотря на то, что непосредственно эта граница внутри плутона нигде не наблюдалась.

Принимая во внимание особенности внутренней структуры нижнего комплекса и форму верхней и нижней контактных поверхностей, можно говорить о пластообразной и почти горизонтальной форме комплекса. Мощность комплекса в западной части примерно 950—1000 м, в восточной 725 м. Комплекс-плутон слегка наклонен на восток. Сопоставляя мощность комплекса-плутона с его горизонтальными размерами, мы лишней раз убеждаемся в пластообразной его форме.

У верхнего комплекса можно проследить нижнюю границу. Верхняя граница денудирована, и только в северо-восточной части плутона можно, учитывая обилие девонских пород, судить о кровле. Сравнительное изучение разрезов через верхний комплекс установило видимую мощность, которая равна в северо-западной части 500 м и здесь же, на расстоянии нескольких километров, — 350 м, в центральной части плутона она в различных местах 420 и 220 м, а в восточной части 300 м. Судя по наличию пород кровли в северо-восточной части плутона, можно думать, что верхняя часть комплекса была денудирована на сравнительно небольшую величину. Таким образом, на основании приблизительной мощности комплекса, его горизонтальных размеров, пологой формы нижнего контакта и пологого залегания первичной полосатости можно утверждать, что и верхний комплекс слагает близкое к горизонтальному, очень полого наклоненное на восток пластообразное интрузивное тело.

Так как плутон в целом состоит, главным образом, из нижнего и верхнего комплекса, то весь плутон представляет собой пластообразное тело, полого наклоненное на восток. Максимальная мощность плутона в западной части 1350 м, в восточной 900 м.

Механизм интрузии. При суждении о механизме интрузии прежде всего возникает вопрос о направлении движения магмы. Пологая первичная полосатость указывает на очень пологое перемещение магмы параллельно поверхности первичной полосатости. При помощи линейности можно решить вопрос о направлении движения. Как мы видели (глава II), линии течения всегда указывают на направление растяжения магматических масс, они могут располагаться в горизонтальных плутонах или в направлении движения, или в направлении перпендикулярном. В местах, где наблюдаются линии течения, трахитоидность образует узкие (до 2—3 см) и длинные валики, вокруг оси которых поворачиваются лейсты полевого шпата, так что длинная ось лейст совпадает с длинной осью валика (рис. 77). При течении в этих местах, в соответ-

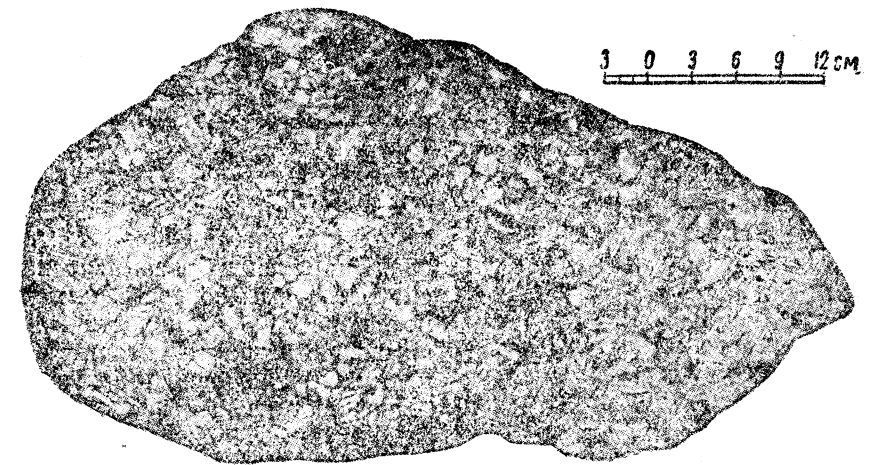


Рис. 77. Линии течения в люавритах.

ствии с изогнутой поверхностью валика, лейсты полевого шпата вращались вокруг оси валика и ориентировались длинными осями параллельно оси валиков. В этих местах вращательные движения вокруг оси валика сопровождались возникновением так называемых R-тектонитов. Оси вращения в R-тектонитах располагаются перпендикулярно направлению движения (течения), следовательно направление течения было приблизительно широтным.

Повидимому, те участки, где наблюдаются линии течения, находились почти в твердом или очень вязком состоянии, так как в достаточно-пластических магматических массах вращательные движения отсутствуют и движение осуществляется по системе параллельных полосатости или трахитоидности плоскостей. Так как линии течения в плутоне наблюдаются редко, то и благоприятные для их возникновения условия были редкими.

Судя по тому, что плутон полого наклонен к востоку, можно сделать вывод, что движение магмы, сопровождавшееся слабым подъемом, происходило с востока на запад.

Другой вопрос, возникающий при суждении о механизме интрузии, это вопрос о механической активности магмы и вмещающей рамы. О степени активности магмы можно судить по наблюдениям над контактами. Один такой случай изображен на рис. 78. На северном склоне-

нижний комплекс контактирует с гнейсами. Первичная полосатость в луавритах у контакта почти вертикальна и параллельна поверхности контакта; по мере удаления от контакта полосатость постепенно становится все более и более пологой. Кроме полосатости, хорошо видна линейность, главным образом благодаря параллельно-линейной ориентировке призмочек эгирина. В луавритах отчетливо проявляется система первичных трещин. Хорошо видна своя собственная система трещин в гнейсах, которые на небольшом расстоянии от контакта превращаются в фениты. Менее чем в 10 м от контакта в гнейсах никаких следов контактного воздействия не обнаружено. То обстоятельство, что не происходит наложения трещин на вмещающие породы под влиянием механической активности магмы, указывает на ее слабую активность.

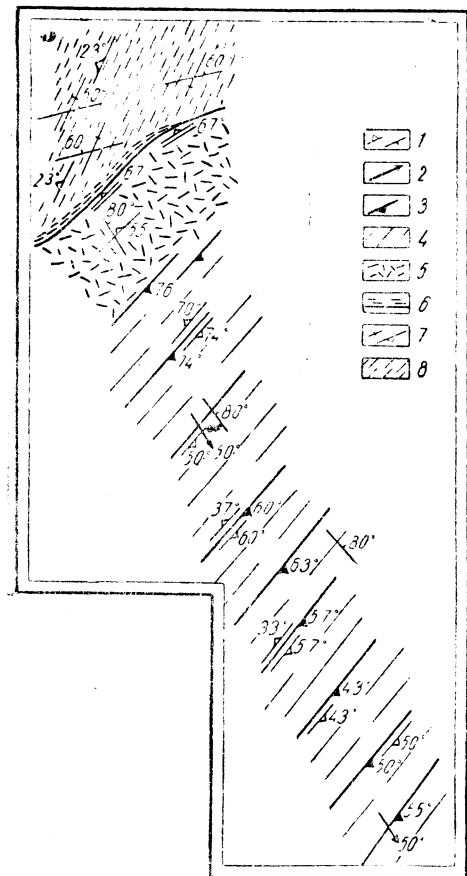


Рис. 78. Контакт плутона с вмещающими породами.

1. Трещины отдельности. 2. Линии течения. 3. Трахитоидность и первичная полосатость. 4. Трахитоидные породы плутона. 5. Массивные породы плутона. 6. Полосатость в гнейсах у контакта с плутоном. 7. Трещины отдельности в гнейсах. 8. Сланцеватость в гнейсах почти вертикальная.

В связи с вопросом об активности магмы возникает вопрос о глубине, на какой происходила интрузия. О глубине говорят следующие факты: наличие фации порфиридных луавритов, незначительные масштабы ассимиляции вмещающих пород, структурные особенности жесткой рамы. Все это указывает на гипабиссальный характер интрузии. Наконец, последний вопрос — вопрос о природе полости, которую выполняла магма. Повидимому, активная магма при движении с востока на запад использовала очень полого наклоненную трещину (раскол или систему

расколов). Преодолевая сопротивление рамы, магма расширяла первоначальную узкую полость, завоевывая пространство.

Ввиду незначительной активности магмы и сравнительно значительного расширения полости, такое расширение нельзя целиком приписывать активности магмы — оно происходило и под влиянием тектонических сил.

Плутон располагается в тектонической зоне северо-западного простирания (Полканов, 1935, 1937). Мощная тектоническая зона характеризуется опусканием полосы протерозойских пород, вытянутой примерно в широтном направлении. Повидимому, эти опускания и облегчали интрузию, расширяя полость.

На вопрос о природе выводных каналов интрузии ответить из-за плохой обнаженности восточной части плутона, к сожалению, не представляется возможным.

Сравнение второго плутона с первым. Несмотря на одинаковый состав магмы и одновременность интрузий, структура этих двух плутонов совершенно различная. И все же следует признать, что интрузия нефелино-сиенитовой магмы в различных участках мощной тектонической зоны происходила в результате одних и тех же причин, что станет понятным, если обратиться к центральным интрузиям.

В свете новых данных о центральных интрузиях генетическая связь между первым и вторым плутонами не представляет чего-то невероятного и удивительного. В соответствии с грандиозным масштабом кольцевых и конических разломов и одновременных почти горизонтальных разломов возникли первый центральный интрузивный комплекс и столь же огромных размеров мощный пластообразный второй плутон, построенный по типу силлов.

Последевонский возраст второго плутона был установлен после того, как во вмещающих плутон туфогенно-осадочных толщах была найдена верхнедевонская флора (Елисеев и др., 1937).

Плутон пироксеновых гнейсо-диоритов

Под названием комплекса пироксеновых гнейсо-диоритов — пироксеновых гнейсов А. А. Полкановым выделена обширная группа пород с разнообразным петрографическим составом, но геологически и генетически представляющих единое целое (Полканов, 1935). Комплекс слагает обширные пространства.

Комплекс пироксеновых гнейсо-диоритов и пироксеновых гнейсов представляет собою сложный плутон, сложенный различными группами или сериями пород, в состав которых входят: 1) группа перидотитов и пироксенитов; 2) группа гнейсо-норитов, габбро-норитов и габбро (гнейсы); 3) горнблендиты; 4) амфиболо-пироксеновые габбро (частью габбро-амфиболиты); 5) группа гнейсо-диоритов и гнейсов весьма разнообразного состава (пироксеновые, амфиболовые, гранатовые); 6) группа биотитовых гнейсо-диоритов и кварцевых диоритов; 7) андезиты; 8) перматиты, аплиты и силекситы; 9) монзониты, мангериты-чарнокиты; 10) амфиболиты; 11) амфиболовые и биотитовые гнейсы (мигматиты); 12) группа сланцев пироксеновых, гранатовых и магнетитовых.

Плутон пироксеновых гнейсо-диоритов представляет систему интрузивных массивов различных размеров, которые в систематике плутонов занимают положение плутонов первой, второй и третьей величины.

Этот плутон сформировался в эпоху саамского диастрофизма (нижний архей). Он представляет исключительный интерес с различных точек зрения. Интрузия происходила на большой глубине, вмещающими породами являлись архейские гнейсы Балтийского кристаллического щита, плутон сложен породами, которые структурно относятся к гнейсовым и гнейсо-гранитовым фациям. Интрузия происходила одновременно со складчатостью, и, наконец, в тесной генетической связи с интрузией находятся крупные железорудные месторождения, которые будут эксплуатироваться в ближайшее время.

По первому впечатлению различные породы комплекса представляют типичные метаморфические породы — гнейсы, но детальное изучение показало, что подавляющее большинство пород комплекса относится к магматическим породам. О магматической природе пород комплекса говорят следующие факты: 1) местами интрузивно-несогласное залегание пород во вмещающих гранатовых парагнейсах; 2) жильные диориты, секущие гнейсовидные полосатые диориты того же минералогического состава; 3) включение обломков сланцеватого амфиболита в диорито-гнейсах; 4) наличие пегматитов диорита; 5) химические анализы различных пород; 6) структура магматических пород, которая иногда наблюдается в очень отчетливом виде.

Кристаллобластическая структура, пользующаяся широким распространением, возникла в результате следующих причин: 1) резорбции ранее кристаллизовавшихся минералов; 2) кристаллизации при движении; 3) явлений метаморфной перекристаллизации и, наконец, 4) влияния дифференциального давления в последнюю стадию кристаллизации горных пород.

Основной особенностью отдельных массивов комплекса является их удлиненность в северо-западном направлении, совпадающем с простиранием гранатовых гнейсов, вмещающих интрузивный комплекс. Отдельные интрузивные тела имеют форму сильно растянутых в северо-западном направлении эллипсоидов; реже форма массивов более сложная. Другой весьма важной структурной особенностью этого комплекса является постоянно наблюдающаяся полосатость или сопровождающая ее слоистость в расположении различных минералов. Такая слоистость часто переходит в резко выраженную гнейсовую текстуру. Наблюдается следующая закономерность во взаимоотношениях между слоистыми и гнейсовидными текстурами. Гнейсовидность особенно резко проявляется в интрузивных телах небольших размеров и в пластообразных залежах, в больших же интрузивных телах гнейсовидность приурочена к краевым частям массивов. В этих случаях возникают настоящие пироксеновые гнейсы с резко выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Последняя всегда совпадает с полосатостью.

Интрузия пироксеновых гнейсо-диоритов и подчиненных им пород относится к числу синтетектонических, одновременных со складчатостью саамского периода (нижний архей) и слагает антиклинал-батолит, пластовые интрузии и частью ближе неопределимые ареал-плутоны. Отдельные интрузивные массивы имеют в большинстве случаев несамостоятельную внутреннюю тектонику, гармоничную по отношению к тектонике вмещающих пород, что выражается в согласии по отношению к структуре вмещающих пород и в согласии внутренней тектоники массивов к поверхности контакта.

В случаях полосатого строения ассоциирующие в послыном чередовании породы то постепенно переходят одна в другую, то разделяются

между собой резкими и параллельными полосатости границам. Ассоциации пород, сочетающиеся в полосатых текстурах, состоят из „кровно-родственных” членов, возникших вместе с кристаллизацией всего комплекса пород.

Правильнее всего смотреть на полосатость комплекса как на явление, обязанное своим происхождением движению. Как показало петрографическое изучение пород комплекса, кристаллизация пород в очень многих случаях начиналась с образования темноцветных компонентов, амфибола или пироксенов (в этом комплексе пород амфибол кристаллизовался ранее пироксена). Кристаллы амфибола и пироксенов при медленном поступательном движении магмы перераспределялись в пространстве, создавая флюидальную текстуру интрузивных пород. Потоки (слоев течения), обогащенные темноцветными минералами, чередовались с потоками, содержащими значительно меньшее количество цветных минералов. Факторами такого перераспределения были движение магмы и одновременная кристаллизация, гравитация и различная скорость движения твердых кристаллов и жидкой фазы. Такой механизм перераспределения вначале производил породы, различающиеся только количественным содержанием темноцветных и бесцветных минералов, в дальнейшем же при медленном процессе новые порции быстрее движущейся магмы, вероятно, могли резко отличаться от первоначального состава магмы. Кристаллизация происходила очень медленно, падение температуры было постепенным и очень длительным. Медленная кристаллизация в совокупности с медленным поступательным движением кристаллизующейся магмы служила причиной возникновения паналлотриоморфных структур, протоклаза и протобластеза. Процессы кристаллизации и поднятия магмы происходили одновременно (синкинематически) с большими пликвативными дислокациями саамского диастрофизма, вовлекшего магму в своды антиклиналей. Возникающее при таких процессах дифференциальное давление могло проявляться в интрузирующих массах лишь после их полного или частичного отвердевания, когда в расплаве оставалось очень небольшое количество жидкой фазы. В этот период приходящие в соприкосновение движущиеся твердые компоненты кристаллизующегося расплава, под влиянием дифференциального давления то расплавливались снова, то снова кристаллизовались, подчиняясь принципу Рикке. Кристаллизующиеся в этих условиях породы обладали первичным минералогическим составом, претерпевшим лишь соответственные стадии аутометаморфизма, и в то же время протобластической структурой. Возникли первичные гнейсы с первичной гранулитовой структурой.

Обращает внимание, что породы с гранулитовой структурой и массивной или полосатой текстурой развиты внутри отдельных массивов, в то время как краевые части этих массивов сложены настоящими гнейсами с отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью, небольшие же массивы сложены, как указывалось выше, целиком из гнейсов. Отмеченные соотношения указывают, что причина образования таких гнейсов заключается в том, что под влиянием дифференциального давления, сопровождавшего интрузию, и под влиянием процессов аутометаморфизма выделившиеся из магмы минералы подвергались последующим изменениям, происходившим не после того, как совершалась интрузия, а в один из этапов эволюции интрузии диорито-гнейсов. При этом в краевых частях интрузии могло происходить и, вероятно, происходило образование таких же гнейсов за счет вмещающих пород под влиянием интрузии. На большой глубине, в геологической обстановке, подоб-

ной той, в которой происходила интрузия диорито-гнейсов, вмещающие породы должны были претерпевать очень интенсивные изменения, и поэтому поведение их было одинаковым с поведением краевых частей интрузии. Интенсивное прогревание вмещающих пород служило, вероятно, причиной структурного превращения их в такие же пластические массы, какими были и краевые части интрузивных массивов.

Глава VI

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И СТРУКТУРЫ ПЛУТОНОВ

Необходимо отметить, что вопрос о структурах рудных полей является в настоящее время одним из актуальнейших и важнейших вопросов геологии. Геологи, петрологи, минералоги, геохимики и специалисты по рудным месторождениям стали уделять изучению структур рудных полей за последнее время особое внимание. Это изучение имеет огромное значение для правильного понимания генезиса месторождений, а следовательно, и для рациональной постановки разведочных и эксплуатационных работ на том или ином месторождении.

Пространственные закономерности, которым подчиняются отдельные месторождения или группа месторождений, всегда интересовали геологов и горняков. В настоящее же время, в связи с повышенным интересом к структурной геологии, совершенно естественно возникла необходимость пересмотреть крайне важный вопрос о структурах рудных полей.

Структурный и микроструктурный анализы открыли широкие перспективы для изучения структуры рудных полей, и если до сих пор сделано все же очень немного, то это объясняется только новизной методов структурного и микроструктурного анализов.

В связи с широким развертыванием геологических исследований и изучением полезных ископаемых в Советском Союзе наши геологи уделяют большое внимание структурам рудных полей. Результаты изучения структур рудных полей приводятся во многих работах. В периодической печати появляются статьи, посвященные этому вопросу.

Г. А. Ажгирей, Ю. А. Билибин, Ф. И. Вольфсон, Е. А. Кузнецов, И. П. Кушнарв, И. В. Лебедев, Л. И. Лукин и другие авторы опубликовали ряд интересных статей в Известиях АН СССР (серия геологическая), где систематически освещаются результаты изучения структур рудных полей и теоретические вопросы, с ними связанные.

Включение главы о структурах рудных полей в настоящую книгу преследует цель ознакомить геологов с приемами структурного анализа, применяемыми при изучении структур рудных полей. Кроме примеров структур рудных полей, приведенных в 6 главе, в главе 8 приводятся некоторые примеры изучения структур рудных полей при помощи микроструктурного анализа.

О ЗАКОНОМЕРНОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ К РАЗЛИЧНЫМ СТРУКТУРНЫМ ЭЛЕМЕНТАМ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

В настоящее время известно большое количество интрузивных массивов, внутри которых различные по своему составу месторождения полезных ископаемых располагаются строго закономерно и приурочены

к определенным структурным элементам плутона, к структурам течения (первичной полосатости или первичной линейности), к первичным трещинам, ко вторичным (наложенным) структурам. Изучая тот или иной интрузивный массив, необходимо иметь в виду, что часто встречаются случаи, когда то или иное месторождение располагается в теле плутона. Поэтому важно бывает при картировании районов распространения интрузивных пород, во-первых, не пропустить какое-либо месторождение или признаки рудопроявления и, во-вторых, разобравшись в структуре плутона, правильно решить вопрос о том, к каким структурным элементам приурочены месторождения или рудопроявления. Последнее обстоятельство необходимо использовать при проведении поисковых и съемочных работ.

Следующие структурные элементы могут определять закономерное распределение месторождений или рудопроявлений в теле плутона:

- а) первичная полосатость,
- б) первичная линейность,
- в) первичные трещины и
- г) вторичные (наложенные) структуры.

Остановимся коротко на каждой из четырех перечисленных групп признаков с указанием примеров, иллюстрирующих ту или иную закономерность распределения рудопроявлений в теле плутона.

а) **Рудопроявления, пространственно приуроченные к первичной полосатости.** По своему составу месторождения очень разнообразны: апатитовые месторождения, сульфидно-никелевые месторождения, титано-магнетитовые месторождения и другие. К такому же типу структур относятся структура рудных полей грандиозных платиновых месторождений Бушвельда, уральские хромитовые месторождения, сульфидноникелевые месторождения Сэдбери, железорудные месторождения.

Несмотря на разнообразный состав месторождений, структура рудных полей этого типа обладает многими типичными особенностями, общими для всех месторождений.

Месторождения располагаются параллельно первичной полосатости, имеют формы преимущественно пластообразных залежей, шлиров, гнезд и редко жил и в большинстве случаев представляют собою совокупность слоев течения различной мощности от нескольких миллиметров до нескольких десятков метров.

Концентрация минералов, образующих скопления и представляющих месторождения полезных ископаемых, различная в различных слоях течения. В одних случаях тот или иной слой почти нацело состоит из того или иного минерала, в других случаях слой беден теми или иными минералами.

Обычно принято думать, что месторождения с такого типа структурами рудных полей относятся к магматически-сегрегационным. Детальное изучение месторождений показало, что месторождения имеют сложный и разнообразный генезис. Генетические соотношения рудных процессов с процессами формирования первичной полосатости очень сложные, в чем нетрудно убедиться при знакомстве с платиновыми месторождениями Бушвельда и другими месторождениями.

б) **Рудопроявления, пространственно приуроченные к первичной линейности.** Известны случаи, когда оруденение в плутоне распределяется линейно-параллельно по отношению к первичной линейности. Такие взаимоотношения наблюдаются в небольшом плутоне основных и

ультраосновных пород, находящемся в Северном Казахстане и носящем название Имантавского. По форме Имантавский плутон, изученный Н. А. Елисеевым и Э. Е. Федоровым, почти вертикальный шток с линейностью, располагающейся параллельно оси штока. Оруденение имеет неправильный столбовый характер.

В качестве другого примера можно указать пегматиты в восточной части Коростеньского гранитного плутона с вертикальной структурой на Волыни. По данным Е. Д. Поляковой, пегматитовые линзы и гнезда имеют удлинненную форму, параллельную почти вертикальной линейности.

в) Рудопроявления, приуроченные к первичным трещинам. Жильные месторождения, располагающиеся в теле плутона, очень часто располагаются в первичных трещинах, преимущественно одного какого-нибудь направления. Примером может служить Ортауское месторождение в Центральном Казахстане, изученное П. П. Зотовым. Здесь кварцевые жилы выполняют поперечные трещины (Q) в гранитном батолите около гранит-порфирового штока.

г) Рудопроявления, приуроченные к наложенным структурам. В некоторых случаях отчетливо выражена пространственная приуроченность рудных тел ко вторичным структурам в плутоне.

Очень поучительные примеры приуроченности оруденения ко вторичным структурам по отношению к структурным элементам интрузивных массивов, внутри которых располагаются жильные месторождения, являются месторождения Восточного Забайкалья.

Месторождения представлены серией кварцевых жил, которые встречаются в различных породах, преимущественно внутри гранитных массивов. Рудные поля приурочены ко вторичным структурам (к зонам вторичных трещин), а оруденение генетически связано с альпийскими мелкими интрузиями гранит-порфиров.

В настоящее время известно небольшое число примеров, иллюстрирующих закономерности распределения оруденения внутри интрузивных массивов. Будем надеяться, что в дальнейшем число таких примеров значительно увеличится, а знакомство с подмеченными закономерностями окажется полезным при проведении геологических и поисковых работ.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ В ПЛУТОНАХ СО СТРУКТУРАМИ ТЕЧЕНИЯ

Из текстур течения горных пород лишь первично-полосатые текстуры отчетливо контролируют и определяют элементы структур рудных полей. Между параллельно-линейными текстурами течения и структурами рудных полей отчетливая связь наблюдается редко, что, может быть, объясняется тем, что до сих пор такой тип структур рудных полей пока еще не изучен. Известно несколько месторождений в первично-расслоенных плутонках, причем все они характеризуются двумя замечательными типичными для них особенностями: 1) состав этих месторождений чрезвычайно разнообразен; здесь имеются как рудные, так и нерудные месторождения; 2) несмотря на разнообразие состава, все эти месторождения обнаруживают сходные типичные для всех месторождений структурные особенности.

Рассмотрим несколько наиболее показательных примеров. В качестве таких примеров мы возьмем платиновые месторождения Бушвельдского плутона в Южной Африке.

ПЛАТИНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУШВЕЛЬДСКОГО ПЛУТОНА

В Южной Африке находится ряд месторождений металлов платиновой группы, которые генетически связаны с различными геологическими комплексами пород, начиная от докембрийских и кончая современными. Наибольший интерес и огромное практическое значение имеют платиновые месторождения Бушвельдского плутона. Запасы платины, заключенные в месторождениях этого плутона, колоссальны.

Бушвельдский комплекс, в состав которого входит Бушвельдский плутон, принадлежащий к числу величайших в мире плутонов, занимает в центральной части Трансвааля в Южной Африке площадь величиной около 39 тыс. км². Бушвельдский комплекс представляет собой сложное тело, сложенное плутоическими и вулканическими породами. В своей наружной, или нижней части комплекс состоит из норитов и связанных с ними основных и ультраосновных пород, а в центральной, внутренней или верхней — из красных гранитов, гранофилов и вулканических пород (базальтов и пирокластических вулканических пород). Вмещающими породами для Бушвельдского плутона являются породы так называемой трансваальской системы докембрийского возраста. Наибольший интерес представляют нориты и серия основных и ультраосновных пород, связанных с ними, слагающие лополит, мощность которого варьирует от 3 до 5,5 км. Интрузия основных и ультраосновных пород приурочена к верхней части слоев серии осадочных пород и залегает строго согласно простиранию и падению вмещающих пород, будучи повсюду наклонена под углом от 5 до 50° к центру плутона.

Бушвельдский комплекс и платиновые месторождения, заключенные в комплексе, подробно изучались П. Вагнером. Месторождения платины подробно описаны в его работе, переведенной на русский язык (П. А. Вагнер, 1932). Лополит имеет отчетливо выраженное первично-расслоенное строение, и состав пород лополита в соответствии с полосатым строением не везде одинаков. Главными породами, слагающими лополит, являются нориты, пироксенитовые нориты, псевдопорфировые диаллаговые нориты, бронзититы, гарцбургиты, хромититы и анортозиты. Эти различные породы в послыном залегании слагают нижнюю часть лополита и составляют так называемую критическую зону. Последняя зона наиболее резко и тонко расслоена и лежит на основной быстро охлажденной фазе мелкозернистых диабазовых норитов, повсеместно занимающих самую нижнюю часть лополита, или же на так называемой „переходной зоне“, состоящей из бронзитового норита с узкими полосами темного пироксенита.

Сложный разрез норитового лополита в схематизированном виде, по Вагнеру, приводится в табл. 6 (стр. 150).

Более детальное изучение находящихся в пластовом чередовании пород обнаруживает сходство их с комплексом осадочных пород. Это сходство тем более поразительно, что нередко тонкое чередование различных переслаивающихся пород напоминает переслаивание осадочных. В этом отношении особенно интересен так называемый платиновый риф Меренского. Правильность простирания и падения этого рифа так хорошо выдержана, что, например, буровые скважины, заложенные в двух точках, отстоящих одна от другой на расстоянии 610 м, пересекли риф на 30 см от той глубины, на какую рассчитывали.

По мнению Вагнера, наиболее резко и тонко выраженное расслоение нижней части лополита объясняется тем, что именно в этой части

Таблица 6

Верхняя зона	Норит кверху постепенно переходит в габбро и сиенит		Приблизительная мощность в м
Главный пояс	Диаллаговый норит со слоеобразными сегрегациями титанистого магнитного железняка и лабрадорного анортозита	Магнетитовый горизонт	2440
	Диаллаговый норит	—	305
	Диаллаговый норит	—	—
Дифференцированная или центральная зона	Бронзитит с полосами анортозита и псевдопорфирового диаллагового норита	Платиновый горизонт Меренского	518
	Бронзитит с прослойками и линзами хромистого железняка	Хромитовый горизонт	
	Бронзитит с отдельными линзами гарцбургита и дифференцированного диаллагового норита	—	192 - 305
	Бронзитит с линзами гарцбургита и анортозитового норита с полосами битовнит-анортозитов	Никелевая зона	
	Бронзитит с линзами гарцбургита	—	
Пироксенитовый оливниновый норит, вероятно постепенно переходящий в быстро охлажденную зону диабазового кварцевого норита в основании	—	122	
Общая мощность			4300

лополита сосредоточены были повышенные концентрации серы, которая способствовала понижению температуры застывания нижней части лополита и более совершенной дифференциации кристаллизующегося магматического расплава. Кроме серы, в магме присутствовали и другие минерализаторы, на что указывает наличие в нижней части лополита таких минералов, как флюорит и турмалин.

Платиновый горизонт Меренского находится в верхней части „дифференцированной” зоны. Он был прослежен по простиранию на протяжении нескольких сот километров, а по падению, вероятно, продолжается на десятки километров. Отдельные пластовые тела, слагающие лополит, так правильны и постоянны, что становится возможным проследить их и при плохой обнаженности направить поисковые работы с полной уверенностью в том, где и на какой глубине нужно искать тот или иной горизонт.

На рис. 79 изображены два разреза через платиновый горизонт Меренского, на которых видно, в каких породах залегает этот горизонт. Лежащий бок горизонта Меренского обычно резкий, в то время как верхняя его часть постепенными переходами связана с норитами всяческого

бока. На расстоянии 9—12 м вкост простирания над горизонтом Меренского располагается „побочный риф”, имеющий большое сходство с платиноносным рифом Меренского. Последний сложен полево-шпатовым гарцбургитом, состоящим из бронзита, диаллага, оливина, битовнит-лабрадора, роговой обманки, биотита, хромита, железных руд и магматических сульфидов, содержащих платину. Кроме того, здесь встречаются мелкие пластинки и чешуйки графита. В нижней части рифа Меренского располагается тонкая пластовая залежь хромитита, состоящая преимущественно из хромита. В различных местах в рифе Меренского количественные соотношения между различными минералами изменяются, но характер минералов выдерживается. В общем состав пород, слагающих риф, изменяется от пироксенитов до пироксени-

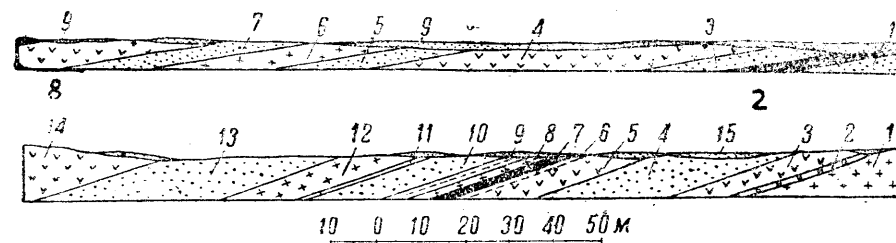


Рис. 79. Разрезы через платиновый горизонт Меренского (по Вагнеру).

Вверху: 1. Пятистый анортозитовый норит. 2. Платиновый горизонт Меренского. 3. Пятистый норит. 4. Грубопятистый анортозит. 5. Пятистый анортозитовый норит. 6. Побочный риф. 7. Пятистый анортозитовый норит. 8. Грубопятистый анортозит. 9. Почва „Черного торфа”. Внизу: 1. Грубозернистый анортозит. 2. Пятистый норит. 3. Грубопятистый анортозит. 4. Пятистый норит. 5. Грубопятистый анортозит. 6. Анортозит. 7. Платиновый горизонт Меренского. 8. Риф всяческого блока. 9. Пятистый норит. 10. Пятистый анортозит. 11. Анортозит. 12. Побочный риф. 13. Пятистый анортозитовый норит. 14. Грубозернистый пятистый анортозит. 15. Почва „Черного торфа”.

товых норитов. Более детальные соотношения между рифом и подстилающими и перекрывающими риф породами изображены на рис. 80.

Платиновые месторождения по своему генезису относятся к магматическим, контактово-метасоматическим и пегматитовым месторождениям. Минераграфические исследования позволили разобраться в генетических типах платиновых руд и открыть целый ряд новых минералов.

Совокупность геологических наблюдений и минералогических и минераграфических исследований позволяет выделить четыре фазы кристаллизации магмы при образовании платиноносных пород.

Первая фаза представлена продуктами наиболее ранней кристаллизации магмы. В течение этой фазы выделились следующие минералы (по порядку): хромит, титаносодержащий магнетит, оливин, бронзит, лабрадор-битовнит, диаллаг. Породы и месторождения минералов такого типа можно назвать жидкомагматическими. Они возникли при кристаллизации трудно летучих составных частей магмы. В Бушвельдском лополите хромитовые слои и полосы, а также своеобразные сегрегации и шпильеры титаносодержащего магнетита представляют такие жидкомагматические месторождения. Они названы кристаллизационными дифференциатами. Они совершенно не содержат каких бы то ни было платиновых металлов, что подтвердили и спектрографические исследования.

Вторая фаза представляет наибольший интерес. Прежде чем начал выделяться хромит, иначе говоря, до начала кристаллизации минералов вообще, в магме произошло выделение из силикатного расплава жидкого сульфидного расплава. Это явление происходило, согласно данным Фогта, при температуре около 1500° С. Сульфидный расплав

кристаллизуется гораздо позднее силикатного и при низких сравнительно температурах. За счет сульфидного расплава возникают жидкомагматические месторождения или, как их назвали, „жидкие эксклюзионные сегрегации“. Это название обозначает, что сегрегация таких магматических сульфидов явилась результатом распада расплава или несмешиваемости в жидком виде, повлекших за собой сегрегацию. Большую роль при образовании таких сульфидов играли летучие, вызывавшие автотематоморфические изменения ранее выделившихся минералов, сла-

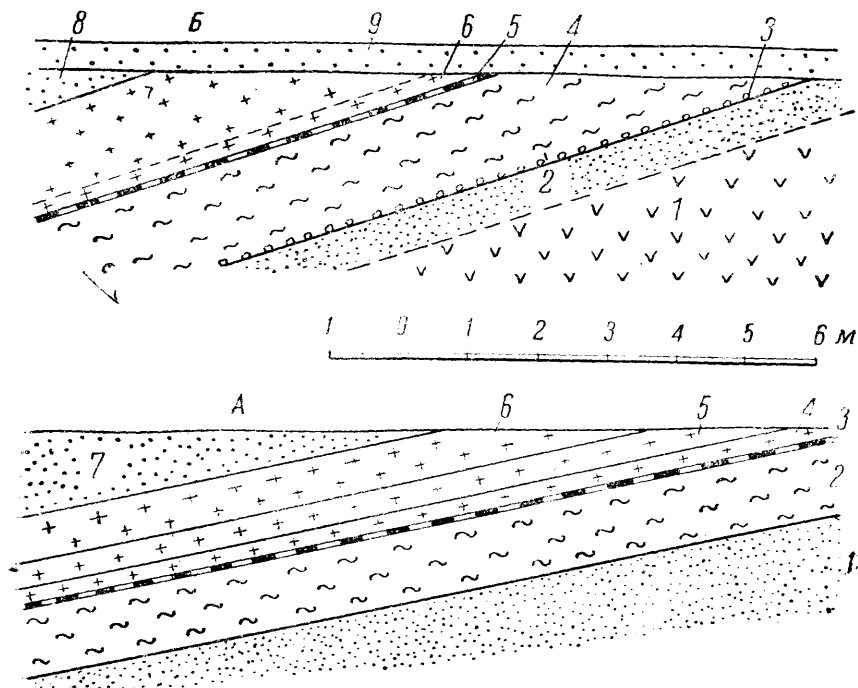


Рис. 80. Детальный разрез через платиновый горизонт Меренского (по Вагнеру).

А. 1. Пятнистый анортзитовый норит. 2. Грубый полевошпатовый пироксенит. 3. Хромитовая полоса (платиноносная). 4. Мелкозернистый риф Меренского (платиноносный). 5. Грубозернистый риф Меренского (беден платиной). 6. Диаллаговый норит. 7. Пятнистый норит.
Б. 1. Грубопятнистый анортзит. 2. Анортзит. 3. Хромитовая полоса лежачего бока. 4. Грубый полевошпатовый пироксенит. 5. Главная хромитовая полоса. 6. Риф Меренского. 7. Риф висячего бока (диаллаговый норит). 8. Пятнистый норит. 9. Почва „Черного торфа“.

гающих породу, и рудных минералов. Минералами, возникшими за счет автотематоморфических изменений ранее выделившихся диаллага, бронзита и лабрадора, являются роговая обманка и биотит. Они кристаллизовались почти одновременно с сульфидами. Особенно характерен для этой фазы графит, который представляет собою продукт летучих составных частей и образовался при реакции газов. Таким образом, вторая фаза характеризуется следующим парагенезисом: роговая обманка, биотит, графит и сульфиды (никельсодержащий пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит).

Большая часть платиновых металлов кристаллизовалась в эту вторую фазу жидкомагматической стадии. Платиновые металлы при

отсутствии в них серы, мышьяка и сурьмы кристаллизуются в самородном или металлическом виде. Там же, где присутствуют в достаточных концентрациях сера, мышьяк и сурьма, платиновые металлы легко смешиваются с этими элементами и кристаллизуются вместе с сульфидами в виде твердых растворов, а не в виде механической примеси.

Третья фаза наступила после того, как выкристаллизовались сульфиды. Остаточные растворы приняли характер пневматолитических или даже гидротермальных растворов. Пегматиты явились переходной стадией от жидкомагматической к пневматолитической стадии. В эту стадию формировались пневматолитические и контактово-пневматолитические железо-никелевые сульфиды и независимо от них платиновый арсенид и палладиевый антимонид.

Четвертая фаза относится к гидротермальной области и вызвана эволюцией, явившейся в результате постепенно понижавшейся температуры небольших количеств перегретого пара и других летучих составных частей, освобождающихся вследствие застывания магмы. В эту фазу происходили серпентинизация, карбонатизация и возникновение миллерита. Платиновые минералы выделяются в эту фазу в самородном состоянии в сильно дисперсном виде и возникают за счет растворения и переотложения ранее выделившихся минералов.

Бушвельдские месторождения платины представляют очень поучительный пример структуры рудных полей в первично-расслоенном плутоне.

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ СО СТРУКТУРАМИ ТЕЧЕНИЯ

Месторождения этого типа весьма разнообразны по своему вещественному составу. Сюда входят как рудные, так и нерудные месторождения. Различные месторождения находятся в генетической связи с различными интрузивными породами, ультраосновными, основными, щелочными. Но, несмотря на разнообразие этих месторождений и генетическую их связь с различными интрузиями, все они обладают многими типичными особенностями, свойственными всем этим месторождениям.

Несмотря на большое сходство структур рудных полей для этих месторождений, генетически они разнообразны — первично-магматические (хромитовые, титано-магнетитовые), автопневматолитические, пегматитовые жилы и гнезда. Все месторождения располагаются в теле плутона. Концентрация минералов в различных прослоях обычно различная, и в тех случаях, когда прослой, горизонты или участки сложены почти мономинеральной породой, являющейся объектом изучения и эксплоатации, мы имеем апатититы (почти мономинеральная апатитовая порода), магнетититы, эвдиалититы, хромититы (Бушвельдский плутон). Такие названия вполне рациональны, в особенности в случаях сингенетичности вмещающих пород и мономинеральных скоплений.

Рудные процессы сопровождают процессы формирования горных пород плутона, следуют тотчас же за ними и происходят задолго до полного застывания горных пород.

Проявления гидротермальной деятельности или отсутствуют совершенно или же весьма незначительны. Очень часто гидротермальные жилки отсутствуют совершенно, и самые породы совершенно свежи, почти без следов постериорных изменений. В тех случаях, когда гидро-

термальные жилы имеются, они никакого отношения к процессам оруденения не имеют.

Существует тесная связь между структурой рудного тела и структурой плутона в целом. Вопросы, связанные с изучением того или иного месторождения, являются в то же время и геологическими вопросами, связанными с изучением того или иного интрузивного комплекса в плутоне, внутри которого располагается это месторождение. Вопросы геологического картирования в этом случае должны быть тесно увязаны с картированием рудных полей. Необходимо строго учитывать и правильно использовать все закономерности внутренней структуры, которыми обладают первично-расслоенные плутоны.

При картировании рудных полей в первично-расслоенных плутонах необходимо учитывать и практически использовать такие характерные особенности их: 1) сопряженность внутренней структуры с формой вмещающих стенок; 2) приспособление очертаний первичной полосатости и трахитоидности в плутоне к формам контактной поверхности; 3) конформное изгибание различных прослоев, слагающих плутон, говорящее о сингенетичности этих прослоев; 4) несогласие между структурами двух комплексов пород, слагающих плутон, указывающее на разновременность этих двух комплексов, что подтверждается наличием ксенолитов пород относительно более древнего комплекса внутри пород более молодого комплекса. В противоположность текстурам течения, первичные трещины не оказывают здесь обычно никакого влияния на пространственное распределение концентраций рудных минералов в теле плутона.

По своей форме рудные тела представляют чаще всего пластообразные или удлиненные линзовидные залежи, реже — шпирь, гнезда и штоки. При изучении рудных месторождений следует весьма тщательно определять форму рудных тел, так как на примере эвдиалитовых месторождений мы имеем возможность познакомиться с таким типом месторождений, которые несмотря на отчетливо выраженную первичную полосатость вмещающих пород, имеют не пластовую форму, а неправильную гнездовую. Изучение формы рудных тел имеет очень важное значение как для практических целей (например, для оценки месторождения, подсчета запасов и т. д.), так и для выяснения вопроса о генезисе месторождения.

Необходимо помнить, что рациональное использование особенностей структур рудных полей имеет большое методологическое значение. Поведение в пространстве и морфологические особенности трахитоидности и первичной полосатости приближают способы картирования рудных полей в первично-расслоенных плутонах к способам, какими пользуются при картировании осадочных пород и пластовых месторождений, например при картировании угольных месторождений. В соответствии с закономерным послойным чередованием полос различного состава в теле первично-расслоенного плутона исключительное значение имеет составление детальных разрезов вкрест простирания полосатости. Детальный разрез позволяет выяснить пространственные взаимоотношения между рудными горизонтами и вмещающими породами, разобраться в сложных генетических взаимоотношениях внутри месторождения, проследить поведение того или иного рудного прослоя по простиранию и падению. Система параллельных разрезов вкрест простирания первичной полосатости позволяет при минимальной затрате времени составить полное представление о всех сложных пространственно-геометрических взаимоотношениях внутри месторождения.

Система таких разрезов может в некоторых случаях заменить до того стоящие маркшейдерские планы и значительно снизить затраты на детальное картирование и разведочные работы при изучении месторождений.

Практика изучения этого типа месторождений показала, что в большинстве случаев оруденение распределяется в них более или менее равномерно, в особенности в тех случаях, когда рудоносными горизонтами являются прослои вдоль первичной полосатости расслоенных интрузивных комплексов.

Такая равномерность распределения оруденения прослежена по падению первичной полосатости на апатитовых месторождениях, сульфидно-никелевых месторождениях и платиновых месторождениях в Бушвельдском плутоне. Все это позволяет отнести месторождения этого типа к надежным месторождениям.

Правильную оценку структурных особенностей месторождений эписываемого типа необходимо учитывать при подсчете запасов. Хорошо изученные структурные особенности рудных полей в значительной степени упрощают оценку и опробование месторождений и способствуют сокращению средств и времени для выяснения степени рентабельности того или иного месторождения.

ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К ПЕРВИЧНЫМ ТРЕЩИНАМ

К этому типу месторождений относятся жильные и гнездовые гидротермальные и пегматитовые месторождения. Генетическая связь этих месторождений с первичными трещинами наиболее хорошо видна и отчетливо выражена в гипотермальных месторождениях, хотя теоретически возможны мезотермальные и эпитептермальные месторождения. На вопрос, какие из первичных трещин оказываются наиболее часто рудоносными, в настоящее время ответить не представляется возможным. Как показало изучение краевых трещин (см. главу II), они нередко оказываются рудоносными.

Часто рудоносными оказываются поперечные трещины. Очень хорошо выражена приуроченность оруденения к поперечным трещинам на Ортауском месторождении в Казахстане.

Месторождения, связанные с первично-полосатыми текстурами течения, располагаются, как мы видели, в теле плутона. Жильные месторождения, выполняющие первичные трещины, могут располагаться не только в теле плутона, но и во вмещающих породах. Закономерно располагающиеся в теле плутона первичные трещины продолжают на некоторое расстояние от контакта и во вмещающие породы, в удалении же от контакта во вмещающих породах имеется своя собственная система трещин. Расстояние, на которое распространяется влияние плутона на вмещающие породы, в результате которого возникает наложенная система трещин, одинаковых с трещинами плутона, зависит от степени интенсивности внутренних сил интрузии. В некоторых случаях, как, например, у огромного плутона Сиерра-Невада, мощность приконтактной зоны с наложенными трещинами достигает почти трех километров. На относительно большое, повидимому, расстояние, если принять во внимание небольшие размеры плутонов, это влияние сказывается лишь тогда, когда мы имеем дело с вертикальными плутонами, как, например, в

случае плутона Сноубанк, что, вероятно, объясняется здесь активным механическим воздействием магмы на вмещающие породы.

Одна из главных задач при изучении структуры рудного поля заключается в выяснении того, какие из трещин в плутоне являются первичными и какие — вторичными. Для этого необходимо, как мы уже видели, произвести увязку первичных трещин с текстурами течения. Наряду с возникающими в результате внутренних причин первичными трещинами могут под влиянием внешних причин возникнуть в более поздний период времени, по сравнению с периодом формирования первичных трещин, вторичные трещины. В этих случаях может происходить наложение системы вторичных трещин на систему трещин первичных, причем оруденение может оказаться приуроченным по времени возникновения ко вторичным трещинам или же, наоборот, к первичным трещинам; оруденение происходило в этом случае ранее возникновения системы вторичных трещин. Такое наложение системы трещин должно усложнять изучение структуры рудных полей, почему правильное решение вопроса о связи оруденения с той или иной системой имеет большое практическое и теоретическое значение.

По данным геологов, производивших изучение Балецкого месторождения в Забайкалье, наложение вторичных трещин на систему первичных в гранодиоритах на этом месторождении не наблюдается. Рудные жилы выполняют вторичные трещины и генетически связаны не с гранодиоритами, а с более поздними гранитами. Наложение трещин привело к тому, что направление новых, вторичных трещин отчасти совпадает с направлением первичных трещин в гранодиоритах. В результате такого наложения новой системы трещин в гранодиоритах возникли зоны тектонических нарушений, выполненные катаклазитами и милонитами. В общем получилась довольно сложная картина первичных и вторичных трещин.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К НАЛОЖЕННЫМ СТРУКТУРАМ

В качестве примеров рудных полей, приуроченных к вторичным (наложенным) структурам, могут служить жильные месторождения Забайкалья.

Структурные особенности рудных полей забайкальских месторождений

Для структуры Забайкалья типично резко выраженное северо-восточное простирание разнообразных комплексов пород. Месторождения представлены серией кварцевых жил. Минералогия жил довольно разнообразная и бедная.

Одни забайкальские геологи (В. А. Филиппов и др.) считают, что оруденение генетически связано с наиболее молодыми позднекимерийскими гигантопорфировыми гранитами („сретенские граниты”), другие (Ю. А. Куликов и др.) полагают, что оно связано с гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, слагающими небольшие интрузивные тела и рассекающими гигантопорфировые граниты.

Краткое знакомство с некоторыми месторождениями позволило подметить следующие закономерности (Елисеев, 1947). Несмотря на локальную разобщенность отдельных месторождений и на большие площади, на которых встречаются месторождения, все же структурные особенности рудных полей обнаруживают много общих родственных черт.

Вмещающими породами являются преимущественно гранитоиды различного типа и возраста. На Амуджикане и в Карачачинском районе вмещающие породы представлены позднекимерийскими гранитопорфировыми гранитами, на Давенде — раннекимерийскими гранитами, на Шахтаме — гранитами, относительно более древними по отношению к гранитам месторождения Давенды, на Золотом Логе — палеозойскими аплитовидными гранитами, являющимися наиболее молодыми среди разнообразных интрузий гранитоидов палеозоя, наконец, на Чикое — предположительно нижнепалеозойскими (или докембрийскими) инъекционными гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами.

Одна из наиболее типичных особенностей структур рудных полей выражается в том, что серия рудных кварцевых жил располагается в рудном поле в виде зоны примерно параллельных жил.

Во всех случаях в пределах рудного поля обнаружены скопления даек кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров, лампрофиров и реже гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Кроме даек, встречаются мелкие штоки и клинья гранит-порфира и гранодиорит-порфира (малые интрузии). Простирание даек большей частью совпадает с простиранием кварцевых рудных жил.

Несмотря на разнообразие вмещающих пород, состав дайкового комплекса и малых интрузий более или менее выдерживается. Дайковый комплекс и малые интрузии по возрасту безусловно относятся к наиболее молодой (годовойской) интрузии в Забайкалье. Что касается генетической связи годойской интрузии с позднекимерийской интрузией гигантопорфировых гранитов, то у забайкальских геологов в настоящее время нет единого мнения: одни считают, что годойская интрузия не имеет самостоятельного значения и является производной интрузии гигантопорфировых гранитов, по мнению других — годойскую интрузию следует считать самостоятельной интрузией.

Выясняется тесная генетическая связь между серией рудных кварцевых жил и дайковым комплексом, о чем говорят случаи взаимного пересечения кварцевых жил дайками лампрофира и даек лампрофира жилами.

Иногда хорошо видно, что трещины, выполненные кварцевыми рудными жилами, являются вторичными по отношению к первичным трещинам в гранитных массивах, т. е. наложенными, возникшими в течение более поздних фаз тектоногенеза.

Весьма типична для структуры рудных полей пострудная тектоника с многократными подвижками вдоль рудных трещин и в связи с этим со сложными структурными формами, в которых трудно установить последовательность возникновения различных структурных элементов.

Структурный анализ гигантопорфировых гранитов указывает на то, что гранитная интрузия выполняла крутонаклонные разломы и гранитные плутоны относятся, таким образом, к плутонам разлома. Оруденение связано с еще более поздними фазами тектоногенеза, приводившими к образованию новых зон разломов, которые вмещают годойские интрузии и рудные кварцевые жилы.

Установление генетической связи оруденения с годойской интрузией заставляет изменить отношение к неоднократно выраженным мнениям о связи оруденения с теми интрузивными массивами, внутри которых располагаются месторождения, и о зависимости оруденения от глубины денудационного среза плутона, вмещающего рудное поле. Оруденение генетически связано не с гранитным плутоном, а с секущими малыми

интрузиями и дайковым комплексом, и по этой причине глубина эрозийного среза не имеет значения.

С этой точки зрения представления С. С. Смирнова о поясовом распределении рудных месторождений в Забайкалье освещаются в новом свете дополнительными данными, которые позволят в дальнейшем детализировать схему зонального распределения рудных месторождений.

Глава VII

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

ОСНОВНАЯ ИДЕЯ И ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Если горные породы формируются в процессе движения, то минералы, слагающие породы, приобретают закономерное расположение в пространстве, и тем более резко выраженное, чем сильнее влияние движения. Закономерная ориентировка минералов в первично расслоенных интрузивных массивах с полосатыми и линейными текстурами возникает в результате такого влияния движения. Закономерная ориентировка минералов может возникать и в твердых породах под влиянием последующих направленных движений (вторичная ориентировка). Наконец, закономерная ориентировка возникает в частицах осадков, в водных бассейнах, в ледниковых отложениях и т. д. под влиянием ориентированного движения.

Процессы, служащие причиной возникновения закономерного расположения минералов в породах, разнообразны и сложные, и, в соответствии с этим, возникают сложные и разнообразные так называемые узоры горных пород. Под влиянием ориентированного движения в горной породе, в осадках возникают дифференциальные движения, непосредственно влияющие на закономерное расположение в пространстве отдельных частиц. При этом может происходить реориентировка минералов, как угодно располагающихся в пространстве частицы могут приобрести закономерную ориентировку, а закономерно ориентированные старые узоры постепенно заменяются новыми в соответствии с направлением и интенсивностью новых движений. Таким образом, под влиянием новых ориентированных движений могут возникать новые узоры, новые анизотропные структуры.

Микроструктурный анализ занимается изучением анизотропии микростроения горных пород — метаморфических, магматических, осадочных, а также современных и ископаемых осадков. Необходимо помнить, что микроструктурный анализ не является чисто лабораторным методом, так же как и структурный анализ интрузивных массивов; это, прежде всего, геологический метод, дающий хорошие результаты при вдумчивых наблюдениях в поле и помогающий разрешению иногда чрезвычайно сложных и актуальных геологических вопросов. Правда, лабораторная техника микроструктурного анализа несколько сложна, но хорошо собранный в поле материал, хорошие геологические наблюдения позволяют сэкономить много времени, а главное, предотвратить ненужную трату времени.

Основные идеи микроструктурного анализа были разработаны и опубликованы Г. Ф. Беккером в 1893 г., но не встретили сочувствия среди геологов-современников, а затем были временно забыты. Понадобилось более двух десятилетий для того, чтобы идеи микроструктурного анализа на новом этапе развития геологических знаний вновь привлекли внимание геологов и спустя еще два десятка лет стали достоянием не особенно широкого круга петрографов.

Одновременно с опубликованием работы Г. Ф. Беккера была опубликована в том же 1893 г. на русском и немецком языках замечательная работа великого русского ученого Е. С. Федорова „Теодолитный метод в минералогии и петрографии“, сыгравшая исключительную роль в развитии микроструктурного анализа. Дело в том, что для определения как закономерной ориентировки отдельных минералов, так и степени совершенства ориентированных узоров необходимо применение статистического изучения ориентировки отдельных зерен того или иного минерала. Такое статистическое изучение возможно лишь на основе федоровского — теодолитного метода оптического исследования минералов.

Таким образом, развитие микроструктурного анализа происходило и происходит на основе работ Г. Ф. Беккера и Е. С. Федорова.

Считающиеся основоположниками микроструктурного анализа Б. Зандер и В. Шмидт (микроструктурный анализ часто называют методикой Зандера) использовали основные идеи Беккера и Федорова и разработали методику микроструктурного анализа, приблизив ее к решению практических задач в геологии.

Для микроструктурного анализа существуют различные названия: „Учение об узорах горных пород“, „Петротектоника“, „Анализ узоров горных пород“, „Структурная петрология“. „Микроструктурный анализ“ наиболее точно передает смысл и содержание идей и представлений, которые включает в себе эта новая отрасль геологических знаний.

ТЕХНИКА МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

В некоторых случаях в кварцитах можно обнаружить следующее явление. Зерна кварца, несмотря на изометрическую форму, обнаруживают закономерное внутреннее строение при исследовании шлифа под микроскопом. Зерна кварца почти одновременно гаснут и при повороте столика и при введении гипсовой пластинки оказываются окрашенными или в синий, или в желтый цвет, причем оптические оси зерен кварца располагаются перпендикулярно сланцеватости.

Но такими примитивными приемами, при помощи которых было обнаружено анизотропное строение в некоторых случаях в кварцитах, не всегда возможно обнаружить анизотропию в строении (в узоре) той или иной породы.

Еще в большей степени несовершенство этих приемов обнаруживается при попытках количественного изучения степени совершенства ориентировки некоторых минералов в породе. И недаром в самом начале развития микроструктурного анализа вследствие больших затруднений при обработке и интерпретации фактического материала было обращено большое внимание на усовершенствование техники микроструктурного анализа.

При изучении закономерного строения той или иной породы поступают следующим образом. В анизотропных горных породах различные минералы ориентированы в пространстве закономерно. Например, в кварцитах или кристаллических сланцах зерна кварца, несмотря на изометрические формы минералов, ориентированы так, что большинство оптических осей у зерен кварца расположены в одном и том же направлении. Для некоторых минералов, например для слюды и некоторых удлиненных и пластинчатых минералов, закономерное расположение в пространстве было

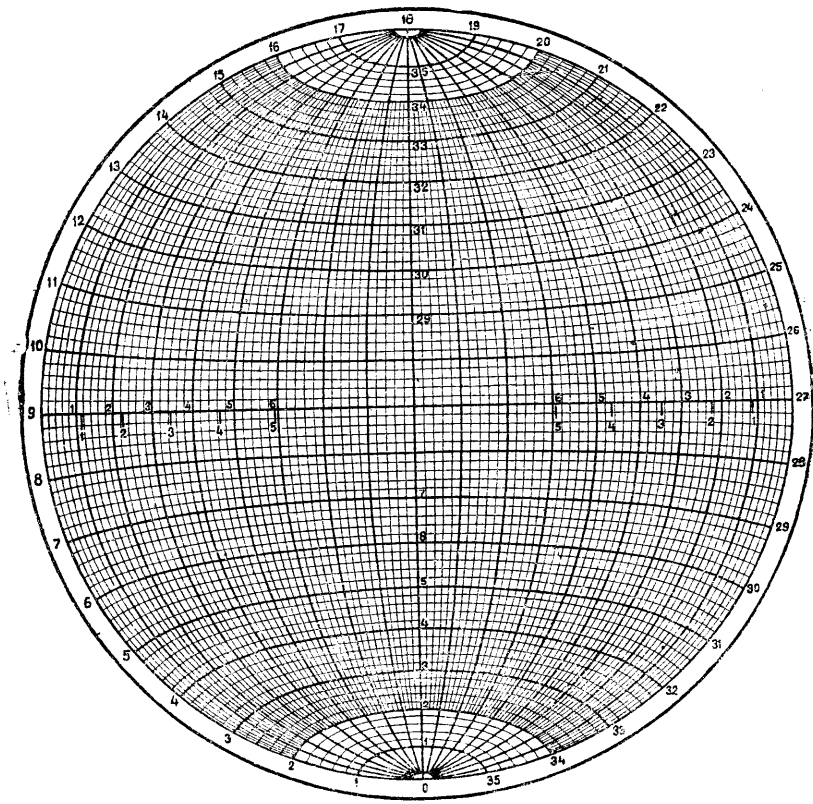


Рис. 81. Равноплощадная сетка.

известно и ранее. Для того чтобы проверить, сколь совершенно ориентированное расположение отдельных минералов в пространстве, измеряют в шлифе или в нескольких одинаково ориентированных шлифах ра положение какого-нибудь оптического или кристаллографического элемента (выход оптической оси, спайность, ребро, кристаллографическая ось), какой наиболее просто и удобно измерять. Результаты замеров наносят на сетку, причем вместо плоскостей наносят полюсы плоскостей. При этом анизотропное строение будет выражаться в том, что точки, соответствующие замерам одинаковых элементов в различных зернах одного и того же минерала, будут падать близко друг от друга, образуя кучные скопления точек. Чем совершеннее ориентировка, тем более плотно располагаются точки.

Для русских геологов, хорошо знакомых с универсальным методом Е. С. Федорова, довольно сложная техника производства измерений и обработки наблюдений не представляет особых затруднений. В. Шмидт быстро оценил неоспоримые достоинства федоровского метода кристаллооптического и кристаллографического анализа минералов, и после его работы, напечатанной в 1925 г. (статистика узоров), федоровский столик стал необходимым прибором для производства обработки материалов по микроструктурному анализу.

Наш завод, выпускающий микроскопы для микроструктурного анализа, снабжает федоровский столик специальными салазками, при помощи которых можно удобно перемещать шлиф в пространстве. Тем самым облегчается и ускоряется процесс измерения последовательно одного зерна за другим. Необходимо отметить, что без федоровского столика микроструктурный анализ развиваться совершенно не мог. За последнее время начали применять рентгенометрический анализ, при помощи которого обнаруживается закономерность во внутреннем строении породы.

Изучение минералов производится в ориентированных шлифах, для чего берутся в поле ориентированные образцы. Ориентировка производится не только по отношению к странам света, но и по отношению к координатам структуры a , b , c , о чем подробнее будет рассказано ниже. При взятии ориентированного образца на нем обозначают линией или на кусочке приклеенного лейкопласта или прямо на образце простирание, а падение сланцеватости, слоистости или другого какого-либо структурного элемента стрелкой. Для всестороннего изучения пространственного расположения кристаллооптических или кристаллографических элементов различных минералов обычно изготовляют три шлифа, при этом выбирают для простоты сечения, перпендикулярные осям координат a , b или c (рис. 113), хотя нужно заметить, что нетрудно произвести поворот вокруг любой оси и таким образом привести в любое положение случайно ориентированную диаграмму на сетке.

Сетка, которой пользуются при нанесении наблюдений по микроструктурному анализу, отличается от стереографической сетки Вульфа. Сеткой Вульфа пользуются в случаях, когда важно сохранить угловые расстояния между различными кристаллографическими и кристаллооптическими элементами. В микроструктурном анализе ставятся другие задачи; здесь важно при статистической обработке наблюдений получить на диаграмме максимумы и минимумы скоплений точек, соответствующих направлению определенных векторов в пространстве, поэтому необходимо иметь возможность сравнивать количество точек, падающих на единицу поверхности. Если взять кружок площадью в 0,01 площади сетки, т. е. при диаметре сетки в 20 см диаметр такого кружка будет 2 см, и наложить этот кружок на различные участки сетки Вульфа, то кружок будет закрывать в различных местах сетки неодинаковые участки спроектированной на сетку поверхности полусферы. На равноплощадной сетке, которую ввел в практику микроструктурного анализа В. Шмидт (проекция Ламберта), кружок закроет одинаковые участки полусферы в различных местах сетки, но зато на этой сетке угловые расстояния между радиусами искажаются. На сетке Вульфа длина отрезка по экватору от центра сетки до пересечения с некоторым меридианом r вычисляется по формуле $r = 2a \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}$, где

a —коэффициент, α —угловое расстояние. На равноплощадной сетке $r = 2a \sin \frac{\alpha}{2}$. Для обычной сетки диаметром в 20 см $a = 7,07$ см. На рис. 81 изображена такая сетка в уменьшенном виде, а на отдельном листе (рис. 82) изображена равноплощадная сетка в натуральную величину,

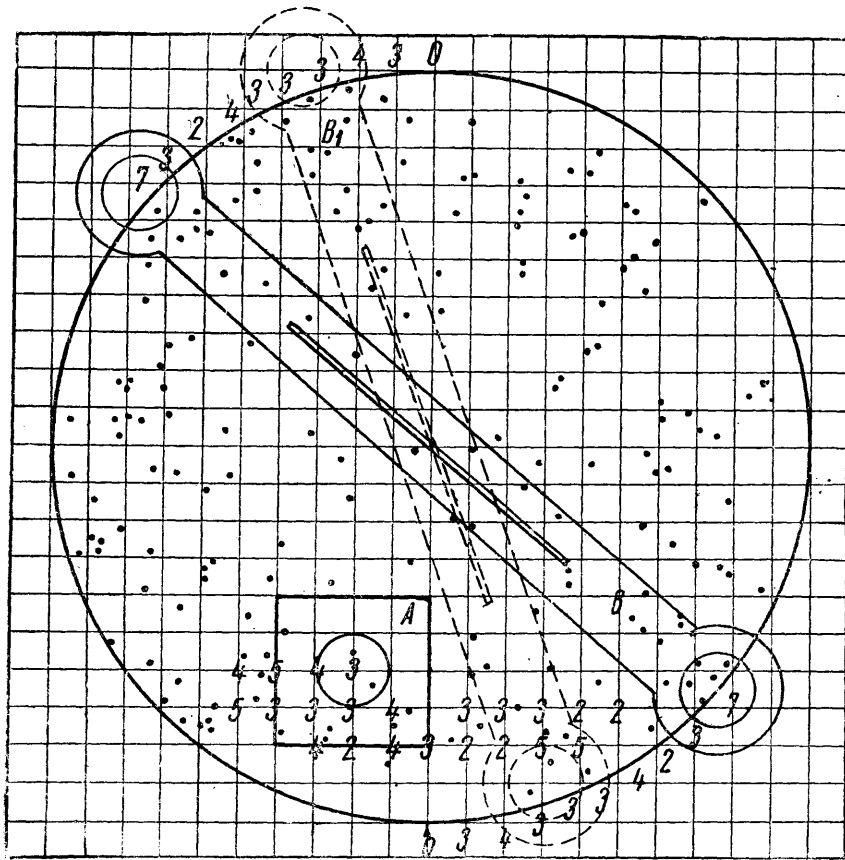


Рис. 83. Обработка наблюдений, полученных при микроструктурном анализе. Точками обозначены оптические оси в зернах кварца в кварците. Восковка с точками накладывается на клетчатый транспарант с квадратиками в 1 см. При помощи шаблонов А и В определяют число точек, приходящихся на площадь кружка диаметром в 2 см. Центр шаблона А совмещается с пересечением вертикальных и горизонтальных линий; в центре проставляется число точек, приходящихся на площадь кружка.

которой можно пользоваться при обработке наблюдений по микроструктурному анализу. При работе с такой сеткой поступают так же, как и при работе с сеткой Вульфа. Сетку наклеивают на дощечку или кусок картона. На сетку накладывают листок восковки, на которой нанесение кристаллооптических и кристаллографических элементов производится так же, как и на сетке Вульфа.

Посмотрим теперь, как составляются ориентирные диаграммы. На диаграммах (рис. 83—85) нанесены результаты 200 замеров оптических осей кварца в шлифе кварцита. Неравномерное распределение

точек позволяет догадываться о наличии максимумов и минимумов, но для точного их определения необходимо проделать следующую статистическую обработку наблюдений. Восковку с нанесенными на ней точками замеров накладывают на транспарант—лист, разграфленный на клетки в 1 см. Затем берут шаблон А, представляющий собой квадратик из целлюлозы или картона, внутри которого вырезан кружок диаметром 2 см, и накладывают кружок таким образом, чтобы

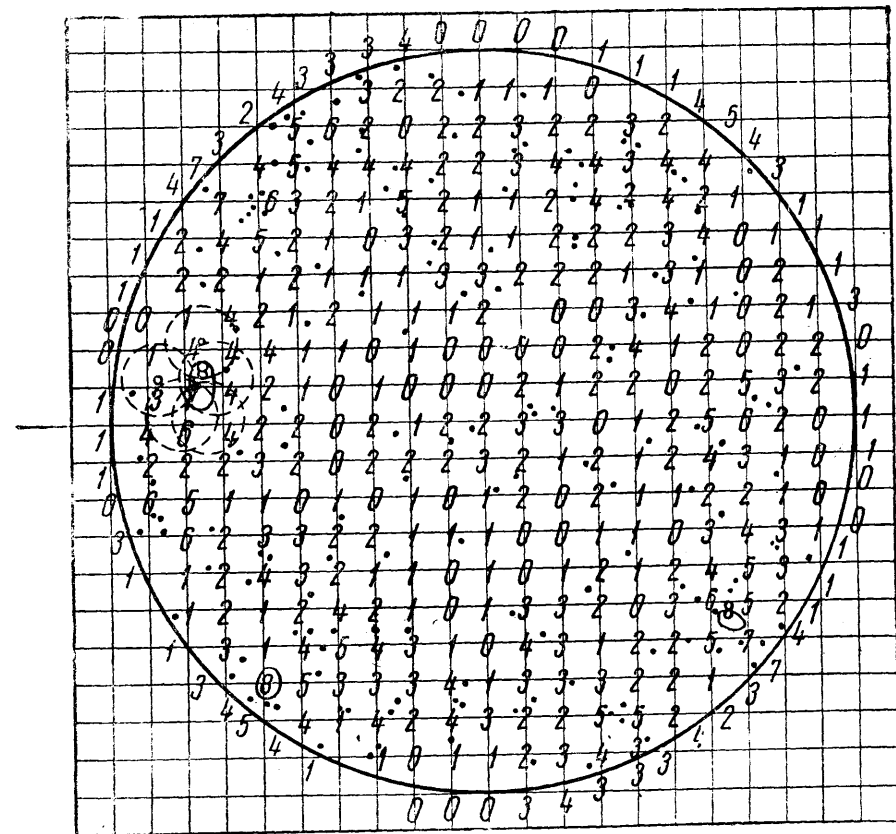


Рис. 84. Обработка наблюдений, полученных при микроструктурном анализе. Точками обозначены оптические оси в зернах кварца. Получение точек по второму способу. Шаблон двигают до тех пор, пока внутри кружка не окажется требуемое число точек.

центр кружка совпадал с центром квадратика на транспаранте в 4 см². После этого считают количество точек, располагающихся внутри кружка, и в центре кружка проставляют число, обозначающее число точек внутри кружка. Затем передвигают шаблон на 1 см вправо или влево так, чтобы центр кружка совпал со следующим пересечением вертикальной и горизонтальной линий, и, сосчитав число точек внутри кружка, опять проставляют число точек в центре кружка, отмеченное особым значком. После того как будут таким образом обработаны точки внутри сетки, берут другой шаблон В, изображенный на рис. 83,

и накладывают его таким образом, чтобы центры двух круговых отверстий совпадали с периферией сетчатого транспаранта, а середина шаблона с центром сетки. При этом считают число точек, падающих внутри обоих кружков, суммируют их и сумму проставляют внутри обоих кружков.

После того как будут обработаны точки как внутри, так и на периферии круга, на восковке проводят изолинии, аналогично тому, как это делается при нанесении горизонталей на топографическую карту. Предварительно задаются расстоянием между такими изолиниями, которое выбирается в зависимости от густоты точек и обозначается на диаграмме примерно таким образом: (8—5)—4—3—2—1—0. Такое обозначение нужно понимать так: участки с количеством точек от 5 до 8 обозначают максимум и закрашиваются сплошь черной краской

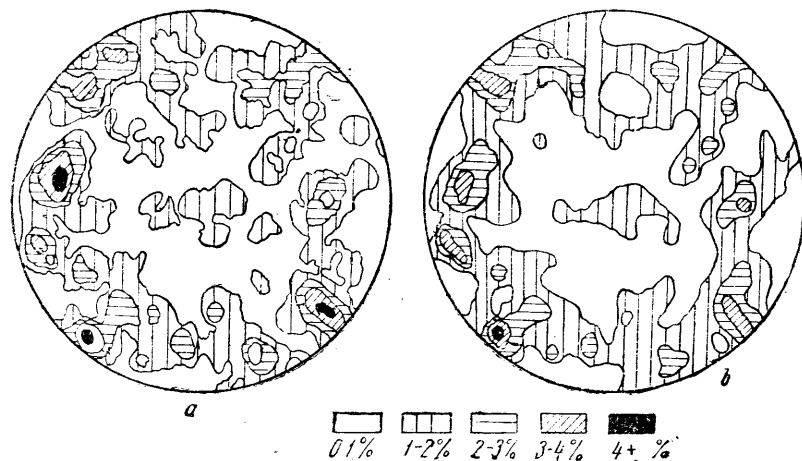


Рис. 85. Ориентирные диаграммы, полученные при обработке результатов наблюдений, нанесенных на сетку (рис. 83) по первому способу (а) и по второму способу (б) (по Ингерсону).

или какой-нибудь штриховкой, а далее изолинии проводятся через определенный, заранее выбранный интервал, т. е. внутри участка с максимумом располагается часть диаграммы с числом точек от 5 до 8 на единицу площади. Участок с наибольшим количеством точек закрашен черным, затем идет полоска с числом точек 4 на единицу площади, далее с числом точек 3 и т. д. Следовательно, изолинии разграничивают площади различной концентрации точек. Диаграмма, полученная таким образом, изображена на рис. 85, а. Числа внутри каждого кружка перед вычерчиванием изолиний и максимумов обычно пересчитываются на проценты. Представим себе, что у нас имеется всего 200 точек. В таком случае 8 точек, приходящихся на площадь кружка, которая равна 1% всей площади сетки, будут соответствовать 4% всего количества точек, 12 точек—6% и т. д.

При составлении ориентирной диаграммы можно поступать и иначе. Чтобы получить точку, лежащую на изолинии, например 8 или, что то же, 4%, двигают шаблоном до тех пор, пока внутри шаблона не окажется 8 точек, и ставят значок в центре кружка, который и будет лежать на изолинии 8, или 4%. Чтобы нанести на изолинии 6% или 3%, передвигают шаблоном, пока внутри кружка не окажется

6 точек, и т. д. Полученные значки соединяют плавными кривыми, которые и будут соответствовать изолиниям 3%, 2%, 1%. На рис. 85, б изображена ориентирная диаграмма, полученная последним способом, которая, при сравнении ее с диаграммой на рисунке, полученной первым способом для одного и того же случая, несколько отличается от нее. Вторым способом, пожалуй, несколько точнее и удобнее.

На рис. 86 изображены две диаграммы, на одной из них (слева) нанесены точки, каждая из которых соответствует выходу оптической оси у зерна кварца в кварцевом сланце. Неравномерное распределение точек отчетливо указывает на закономерно ориентированное расположение оптических осей в зернах кварца в породе. Диаграмма справа получена после обработки диаграммы с нанесенными на ней результа-

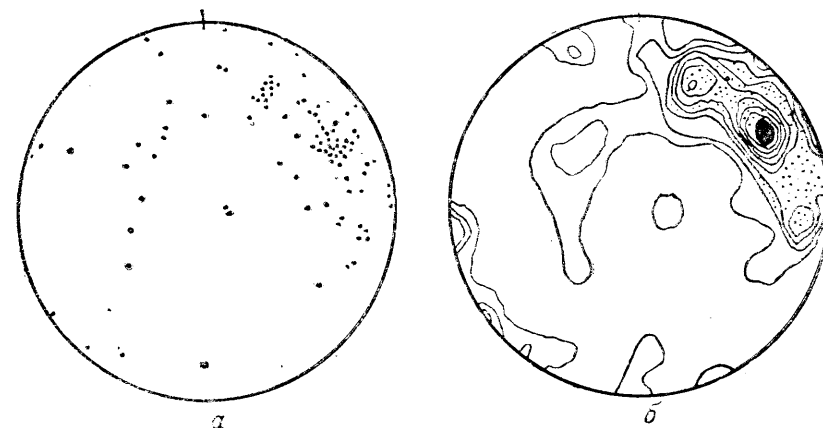


Рис. 86. Кварцевый сланец из окрестностей Фрейбурга в Саксонии. На диаграмме а нанесены выходы оптических осей кварцевых зерен (93 оси). На диаграмме б нанесены изолинии в результате обработки данных диаграммы а. Изолинии в интервалах 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6—7, 8—9, 10—11, 12—13—14% (по Винчеллу).

тами непосредственных наблюдений (диаграммы слева) и в наглядной форме характеризует закономерность в ориентировке зерен кварца. Аналогично только что описанному случаю ориентировки зерен кварца в сланце на рис. 87—88 изображена ориентирная диаграмма для кварцита. На диаграмме слева нанесены результаты непосредственных наблюдений под микроскопом, справа помещена ориентирная диаграмма, полученная после статистической обработки непосредственных наблюдений.

Кроме двух описанных способов составления ориентирных диаграмм, существует еще и третий, предложенный Х. Винчеллом (1937) и более простой по сравнению с двумя первыми. Круг диаметром в 20 см (диаметр равноплощадной сетки) нужно разграфить параллельными горизонтальными и вертикальными линиями. Если расстояние между параллельными линиями будет равно 1/14 доле диаметра круга, то оказывается, что число полных квадратиков внутри круга будет равно 148. Из неполных квадратиков по периферии круга оставляем только два, наиболее крупные по размерам, остальные заштриховываются и во внимание при статистической обработке не принимаются (рис. 89).

Допустим, что для составления ориентирной диаграммы по наблюдениям над зернами какого-либо минерала в породе мы произвели

300 измерений положения какого-либо кристаллографического или кристаллооптического элемента в зернах минерала (оптической оси в зернах кварца, спайности у слюды, спайности у полевого шпата, третьей кристаллографической оси у пироксенов или амфиболов и т. д.). Ре-

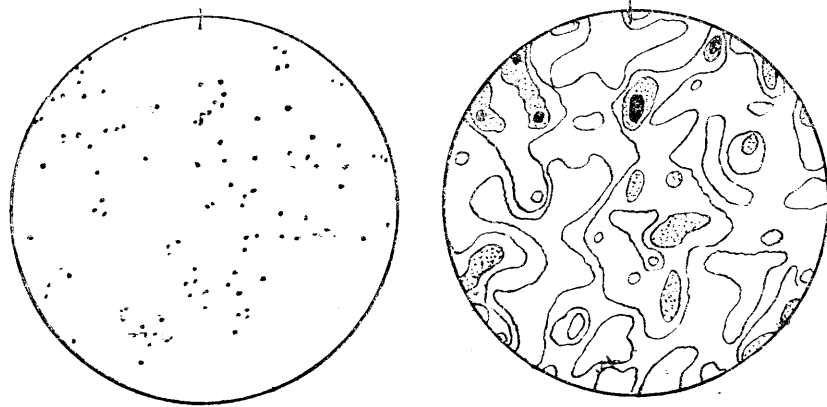


Рис. 87. Кварцит с трещинами кливажа. Диаграмма составлена по 110 замерам оптических осей в кварцевых зернах. По внешнему виду кварцит можно отнести к тектонитам, микроструктурный же анализ показал, что кварцит не является таковым. Закономерно ориентированного узора в породе не наблюдается (по Винчеллу).

зультаты всех 300 наблюдений нанесены при помощи равноплощадной сетки на лист восковки. После этого лист восковки снимается с сетки

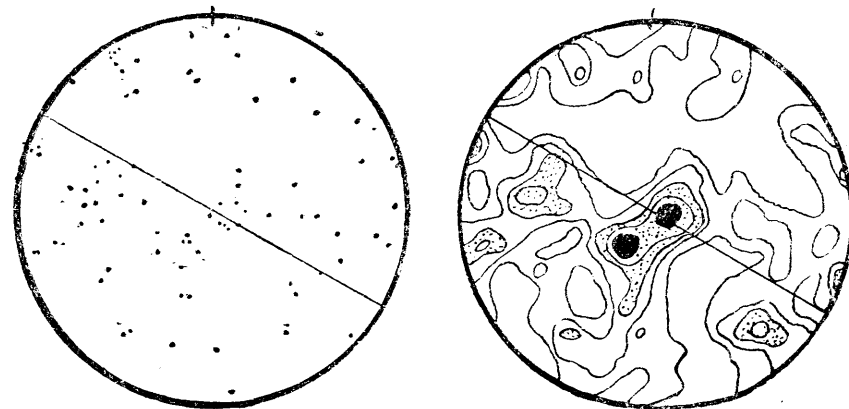


Рис. 88. Риолитовый порфир, залегающий под кварцитами, изогнутыми в складку. Линиями на диаграмме обозначена ось складки. Диаграмма составлена по оптическим осям в зернах кварца. Складчатость послужила причиной реориентировки зерен кварца и возникновения закономерного узора в породе (по Винчеллу).

и накладывается на разграфленный на квадратики круг. Против центра каждого квадратика ставится точка или крестик, а под точкой подписывается число точек (в процентах), приходящихся на долю одного квадратика. Предположим, что внутри квадратика оказалось 6 точек, в таком случае на долю квадратика приходится 3% всех точек, потому что если принять площадь одного квадратика за единицу поверхности,

то каждые 2 точки будут соответствовать 1%. Если точка падает не внутри квадратика, а на его сторону, то поступают следующим образом: точки, лежащие на вертикальных линиях, относятся к квадратикам, располагающимся справа, точки, лежащие на горизонтальных линиях, следует относить к квадратикам, располагающимся сверху.

Х. Винчелл, пользуясь методами статистики, составил таблицу для вычисления теоретически возможной густоты распределения точек на диаграмме (степени рассеянности). В табл. 7 приведены данные, полученные при составлении ориентирной диаграммы, которая изображена на рис. 86.

Для того чтобы определить характер закономерного расположения точек на диаграмме, на которую нанесены точки, Винчелл предлагает следующий способ. Круг диаметром в 20 см разделен на концентрические равноплощадные кольца. На другом круге нанесены параллельные и также равноплощадные полосы (рис. 90). Если эти круги наложить

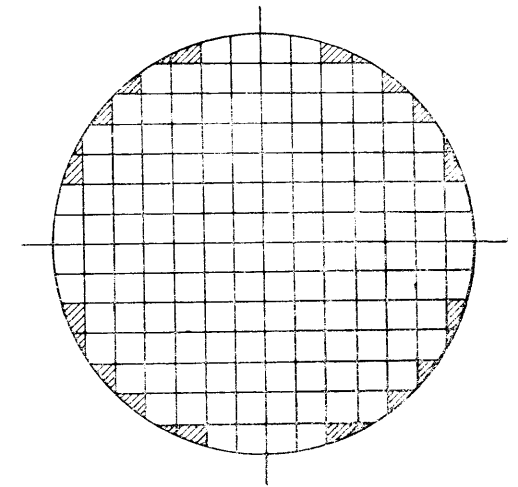


Рис. 89. Круг, разделенный на 148 равноплощадных участков.

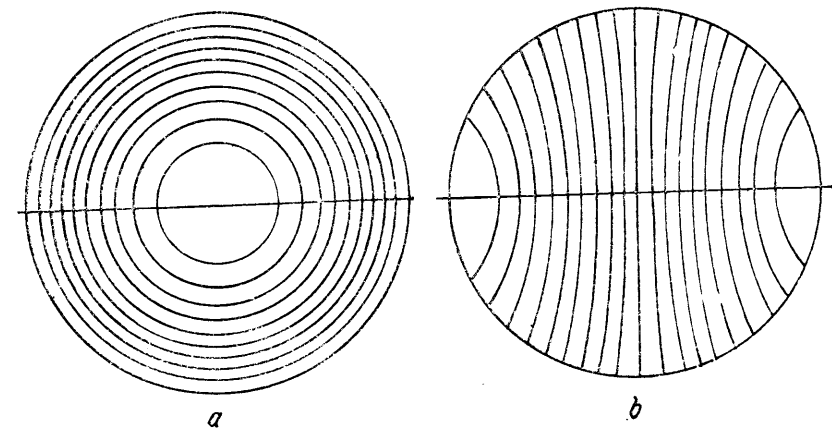


Рис. 90. Круг, разделенный на 10 равноплощадных колец (а) и круг, разделенный на 20 равноплощадных частей (получается при повороте шара на 90°). Такими шаблонами пользуются для быстрого определения закономерности в узорах пород.

на диаграмму с точками, то можно сразу решить, распределяются ли точки закономерно концентрически или параллельно ряду зон (полос). При помощи таких кругов-транспарантов можно сразу до нанесения изолиний решить вопрос о характере закономерной ориентировки на диаграмме.

Таблица 7

1	2	3	4	5	6	7
r	$m_{r'}$	$rm_{r'}$	m_r	$m_r - m_{r'}$	$(m_r - m_{r'})^2$	$\frac{(m_r - m_{r'})^2}{m_r}$
0	106	0	81	25	625	7.7
1	25	25	49	24	576	11.6
2	11	22	18	1	1	1
3	2	5	0			
4	0	0	0			
5	0	0	0			
6	0	0	0			
7	1	7	0			
8	1	8	0			
9	1	9	0			
10	0	0	0			
11	0	0	0			
12	1	12	0			
	148	89	148			

Примечания.

1. r — число точек в квадратике.
2. $m_{r'}$ — число квадратиков с определенным числом точек.
3. $rm_{r'}$ — число оконтуренных изолиниями точек.
4. m_r — теоретически наиболее вероятное число квадратиков, содержащих 0, 1, 2 и т. д. точек, и представляет собой теоретическое пространственное распределение точек в противоположность действительно наблюдающемуся пространственному распределению точек, которое приводится во второй колонке. Эти данные автор получает при помощи диаграммы, построенной на основании функции Пуассона

$$Pn(r) = e^{-m} m_{r'}^r$$

и формулы Пирсона

$$(\chi)^2 = \sum_{i=1}^i \frac{n(m_i - m_{i'})^2}{m_i}$$

При статистической обработке наблюдений для выяснения вопроса о закономерности узора в осадочных породах, в частности при изучении галечников, пользуются полярной сеткой (рис. 92). Линейные векторы наносятся в виде точек. Чем дальше от центра отстоит точка, тем линейный вектор положе наклонен к горизонту. Точки, лежащие близко к центру, соответствуют векторам, имеющим очень крутые углы наклона к горизонту. Азимутальное кольцо по периферии сетки позволяет очень быстро, принимая во внимание пространственное расположение вектора (длинная ось гальки, линейность, ось эллипсоида деформации и т. д.), наносить результаты наблюдений на сетку. Чтобы составить представление о том, какой вид имеют полярная сетка Вульфа и равноплощадная полярная сетка с нанесенными на них одними и теми же результатами наблюдений, на

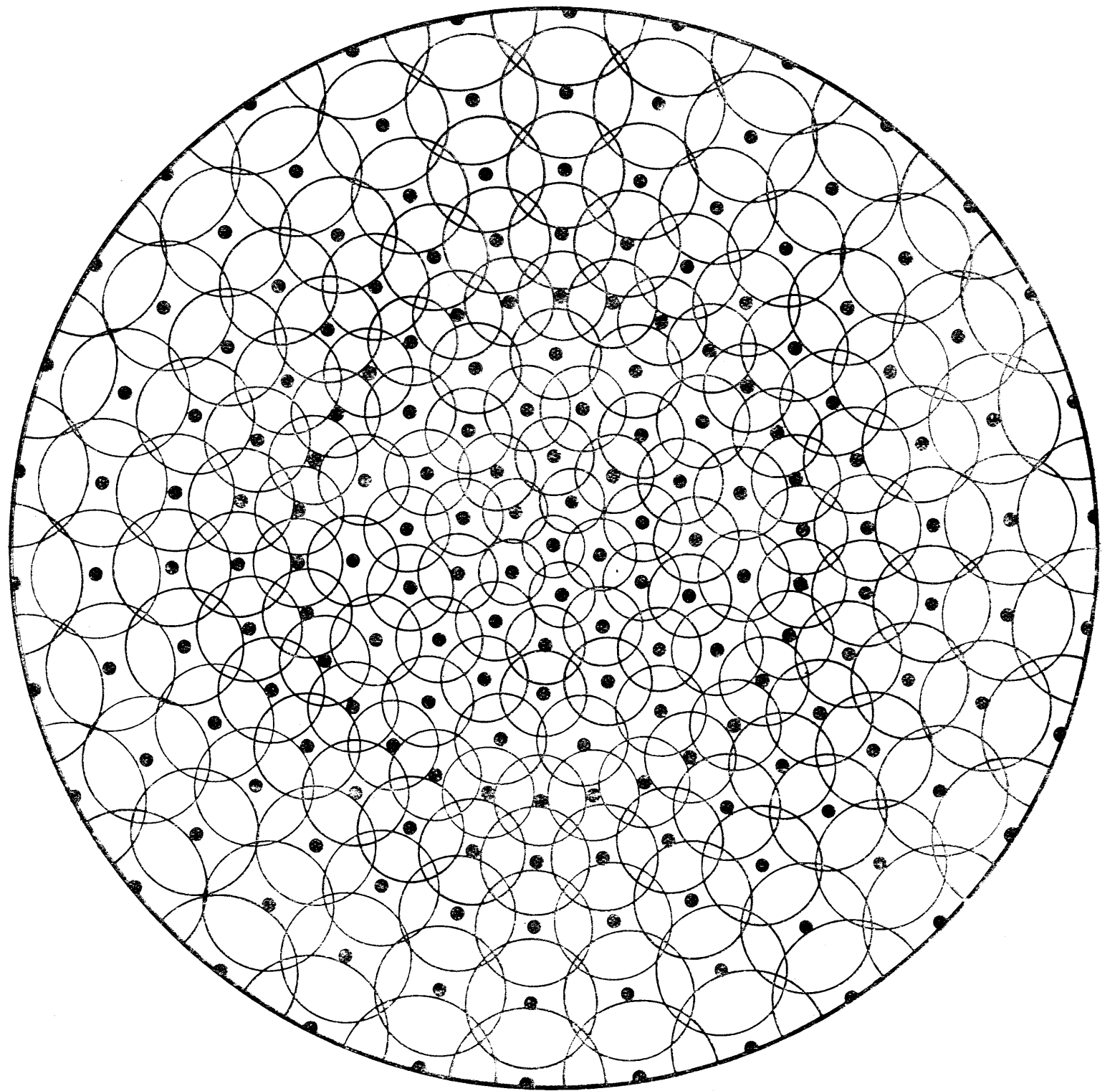


Рис. 91. Сетка А. В. Пронина.

рис. 93 изображены два одинаковых участка той и другой сетки с нанесенными на них точками.

После того как будут нанесены в виде точек результаты наблюдений на сетку, производят подсчет числа точек, приходящихся на секторы в промежутках между радиусами в 20° , 10° и т. д. Обычно подсчитывают число точек, приходящихся в секторах между радиуса-

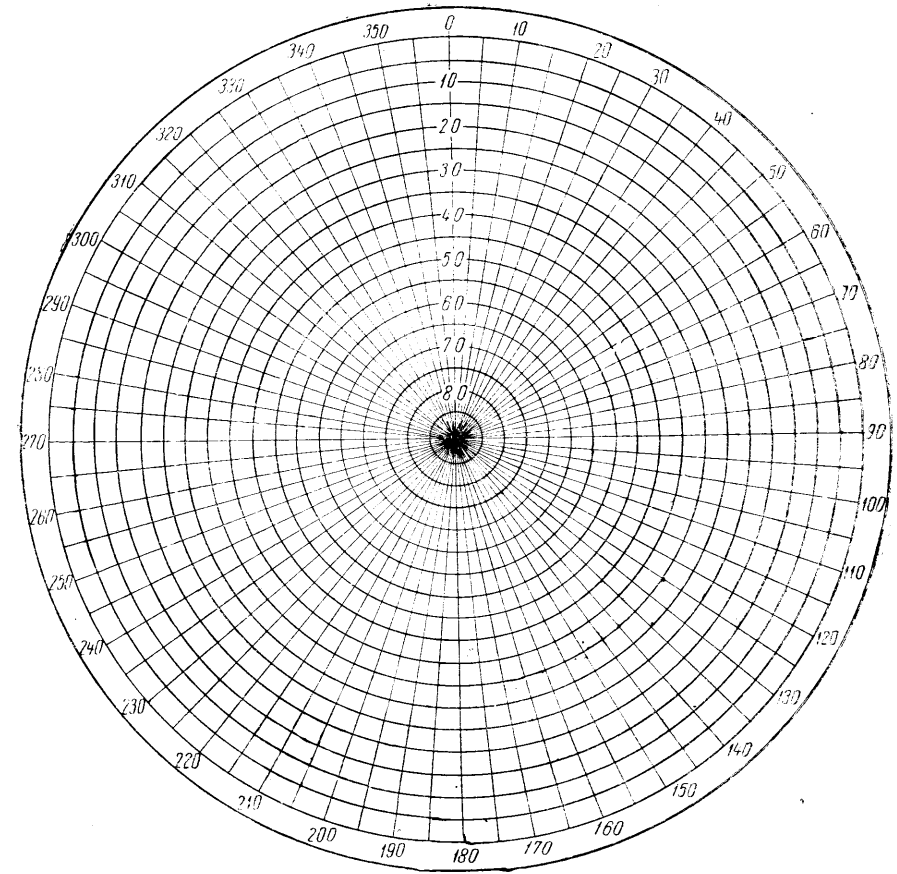


Рис. 92. Полярная равноплощадная сетка.

ми в $0-20^\circ$, $20-40^\circ$, $40-60^\circ$ и т. д. Результаты подсчета по секторам наносят на диаграмму, на которой по оси абсцисс откладываются азимуты простираения векторов, а по оси ординат частота (т. е. количество точек в секторе), или же по оси абсцисс наносят углы наклона векторов к горизонту, а по оси ординат частоту. Примером такой диаграммы может служить рис. 137. Для сопоставления ориентирной диаграммы с диаграммой, построенной по координатам частота—азимут простираения или частота—угол наклона, одни и те же наблюдения над галечниками изображены двумя способами (сравни рис. 136 с рис. 137).

А. В. Пронин в журнале „Советская геология“ (1949, № 37) предложил очень удобный способ статистической обработки наблюдений, нанесенных на обычную стереографическую сетку. Размеры кружков („окон“) покрывающих равные поверхности проекции полушеры на плоскость, изменяются при перемещении кружка по проекции. На рис. 92 изображена система равноплощадных кружков на стереографической проекции. Восковка с точками, нанесенными во время работы со стереографической сеткой, накладывается на транспарант („планисферу“) с диаметром в 20 см (рис. 91). Далее подсчитывается количество точек, приходящихся на каждый кружок.

При чтении иностранных работ по микроструктурному анализу необходимо иметь в виду, что различные структурные элементы в виде точек, дуг большого круга и т. д. проектируются на нижнюю полусферу, а не на верхнюю, как это принято обычно делать при работе на федоровском столике, вероятно, на следующем основании. Нанесем на сетку какой-нибудь вектор, например ось складки, которая наклонена к северо-востоку 30° под углом 15° к горизонту. При пересечении вектора с поверхностью нижней полусферы получится точка. Эта точка лежит на радиусе 30° в 15° от периферии (на полярной сетке). На сетке видно, что точка лежит в северо-восточном квадранте

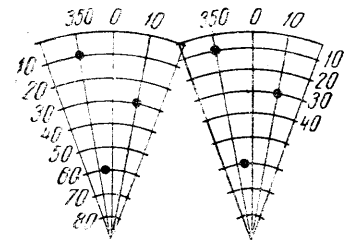


Рис. 93. Соотношения между сеткой Вульфа и сеткой Шмидта в полярных координатах.

ранте сетки, и это сразу указывает на наклон вектора к северо-востоку.

Если же спроектировать вектор на верхнюю полусферу, то точка получится не в северо-восточном квадранте сетки, а в юго-западном. Получается так, что точки в юго-западном квадранте означают наклон векторов к северо-востоку, точки, лежащие в северо-западном квадранте, принадлежат векторам, наклоненным к юго-востоку, и т. д. То же самое относится и к плоскостям. Дуги, обращенные выпуклостями к юго-востоку, обозначают плоскости, наклоненные к северо-западу, и т. д. Но такой способ изображения вовсе не обязателен, можно пользоваться верхней полусферой, как это обычно делается при работе на федоровском столике.

СТАТИСТИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ОРИЕНТИРОВКЕ УЗОРА

На примере изучения структуры кварцитов мы видели, что случайно располагающиеся в пространстве зерна кварца в результате тектонических процессов, движения приобретали ориентированное расположение. В результате того или иного ориентирующего процесса возникает тот или иной закономерный узор внутри породы, который можно обнаружить при помощи микроструктурного анализа. В зависимости от степени интенсивности ориентирующего процесса закономерная ориентировка отдельных зерен в породе будет выражена с различной степенью резкости, что можно до известной степени сравнить со стрельбой в мишень. Выстрелы опытного стрелка будут давать точки на мишени, близко лежащие одна от другой. Выстрелы неопытного стрелка дадут точки на мишени, рассеянные на

большой площади. Интенсивный ориентирующий процесс приведет к такому расположению большинства зерен породы, которое на диаграмме даст резко выраженный, занимающий небольшое пространство максимум. Слабый ориентирующий процесс, аналогичный неопытному стрелку, даст рассеянные точки. И в том и в другом случае результаты наблюдений можно обработать статистически и вычислить процент попадания в мишень или степень совершенства ориентировки отдельных зерен.

ОРИЕНТИРОВКА ПО ФОРМЕ ЗЕРЕН И ОРИЕНТИРОВКА ПО ВНУТРЕННЕМУ СТРОЕНИЮ

Случаи закономерной ориентировки минералов в породе были известны и до структурного анализа, примером чему могут служить гнейсы и кристаллические сланцы с линейным расположением амфибола, пироксена и других минералов или с пластинчатым расположением слюды, пластинчатых полевых шпатов. Но такие случаи были редки и обнаруживались только лишь в породах с пластинчатыми или удлиненными минералами. Структурный анализ показал, что среди горных пород породы с ориентированным узором представляют правило, а не исключение.

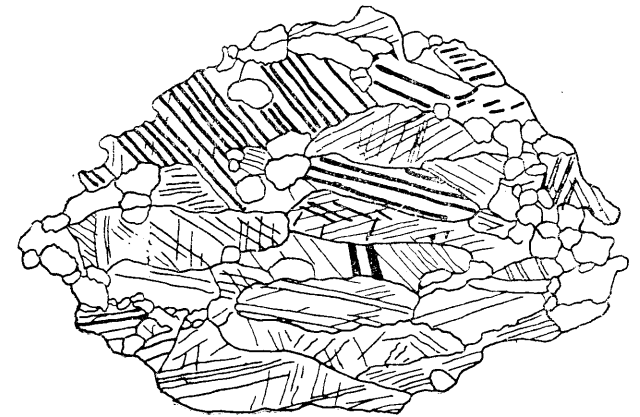


Рис. 94. Ориентировка по форме зерен в мраморе (по Зандеру).

Различают два типа закономерной ориентировки зерен: 1) ориентировка по форме зерен и 2) ориентировка по внутреннему строению зерен. Примером ориентировки зерен по форме могут служить породы, в которых эта ориентировка проявляется благодаря удлиненной или пластинчатой форме кристаллов, что мы видим в гнейсах и некоторых кристаллических сланцах. Хорошим примером ориентировки по форме зерен могут служить некоторые мраморы, в которых зерна кальцита под влиянием дифференциальных движений приобретают удлиненную форму и ориентированное расположение (рис. 94). И наоборот, в кварцитах все зерна имеют изометрическую форму, а между тем микроструктурное изучение обнаруживает закономерную ориентировку зерен. В последнем случае мы имеем ориентировку не по форме, а по внутреннему строению зерен. Бывают случаи, когда в породе одновременно наблюдается и ориентировка по форме и ориентировка по внутреннему строению. Типичным примером ориентировки по форме зерен может служить ориентировка гетерометрических минералов в движущейся магме, о чем подробнее изложено в главе о первичных структурах интрузивных пород.

При деформации, в результате которой происходит ориентировка зерен по форме, кристалл изменяет свое положение в пространстве как одно целое. Но так как многие кристаллы обладают плоскостями трансляции и в них определенными направлениями, скольжение по которым совершается со значительно меньшим трением, чем по другим плоскостям и направлениям, то на поворот всего зерна нужны большие усилия, чем на дифференциальные скольжения внутри кристалла. Поэтому дальнейший поворот кристалла должен прекратиться, и вместо ориентировки по форме будет возникать ориентировка по внутреннему строению зерна. Необходимо отметить, что не все зерна будут ориентированы однозначно, поэтому те зерна, в которых плоскости трансляции занимают положение, перпендикулярное плоскости трансляции общего плана деформации, будут устойчивыми, и поэтому ориентировки в них совершаться не будет. Статистическая обработка результатов замеров и даст возможность выразить количественно влияние ориентирующего процесса.

Различают простую ориентировку от сложной. В первом случае все зерна ориентированы одинаково, во втором — наблюдаются две или несколько групп зерен, ориентированных каждая по-своему. Ориентировка таких групп зерен, т. е. отдельных частей структуры, может быть взаимно симметричной по отношению к координатам, или же такая симметрия отсутствует. В соответствии с этим внешняя форма и структура могут быть генетически независимыми друг от друга или же взаимно связанными и обнаруживающими один и тот же тип симметрии. В случаях общей симметрии для внешней формы и структуры говорят о гомоосевой ориентировке, в случаях же, когда симметрия для внешней формы и внутреннего строения различная, имеем дело с гетероосевой ориентировкой.

В соответствии с гомоосевой и гетероосевой ориентировкой различают гомотактический и гетеротактический ориентирующие процессы. В первом случае симметрия различных зерен одинаковая, во втором — различная.

При изучении симметрии узора выделяются две группы структур: 1) статистически изотропные, неориентированные и 2) статистически анизотропные, ориентированные.

Если порода с ориентированным узором вновь подвергается деформации и новый ориентирующий процесс служит причиной появления новой симметрии узора, то в породе происходит реориентировка, в результате которой возникает наложение новой структуры на старую. Такое наложение может привести или к полному уничтожению следов старой ориентировки, или же, наряду с новой ориентировкой, будут видны следы остаточной ориентировки.

ГОМОГЕННОЕ И НЕГОМОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ И ГОМОГЕННЫЕ И НЕГОМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Если при деформации соседние частицы деформированного тела, претерпевая изменения, сохраняют одинаковые размеры и одинаковое положение, то строение деформированного тела будет однородным, в противном же случае неоднородным. Это положение правильно как для изотропных, так и для анизотропных тел.

Приведем несколько примеров однородного и неоднородного строения тел. На рис. 95, А схематически изображено строение сланца с от-

четливо выраженной сланцеватостью. Поля $ABCD$ и $abcd$ имеют однородное, а также и идентичное строение. Возьмем другой пример, изображенный на рис. 95, В.

Участки $abcd$ и $a'b'c'd'$ имеют однородное и идентичное строение. Строение участка $ABCD$ неоднородное, неидентичное по отношению к строению участка $abcd$ и $a'b'c'd'$. Если имеем два одинаковых сланца, причем у одного сланцеватость будет вертикальной, а у другого горизонтальной, то строение этих сланцев неоднородное.

Различные сечения из призматической зоны кристаллов кварца будут оптически однородными, если сечения брать параллельно оптической оси.

Тело, в котором строение и свойства во всех направлениях одинаковы, будет телом статистически изотропным, в противоположность телам статистически анизотропным. Представим себе два одинаковых кубика, вырезанных один из массивной горной породы, например из гранита, и другой из гранита с полосатой или линейной текстурой. В первом случае мы будем иметь тело статистически изотропное, во втором — анизотропное. Изотропное и анизотропное строения хорошо обнаруживаются при микроструктурном анализе. Тело, имеющее однородное, статистически изотропное строение, может состоять как из изотропных, так и из анизотропных составных частей, чему примером может служить массивный гранит, состоящий из агрегата анизотропных минералов. Точно так же статистически изотропное строение отдельных частей тела еще не говорит об изотропном строении тела в целом.

Например, встречаются конгломераты, гальки в которых имеют статистически изотропное строение, в то время как строение (узор) всего конгломерата анизотропное. Гомогенное тело может быть изотропным или анизотропным.

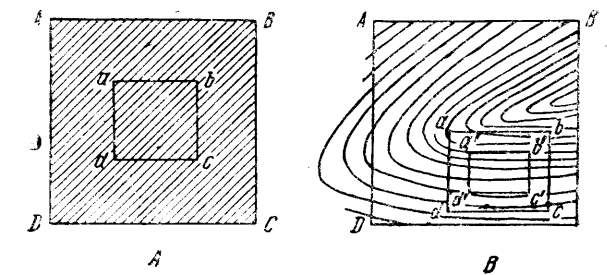


Рис. 95. Гомогенное и негетерогенное строение (по Кнопф).

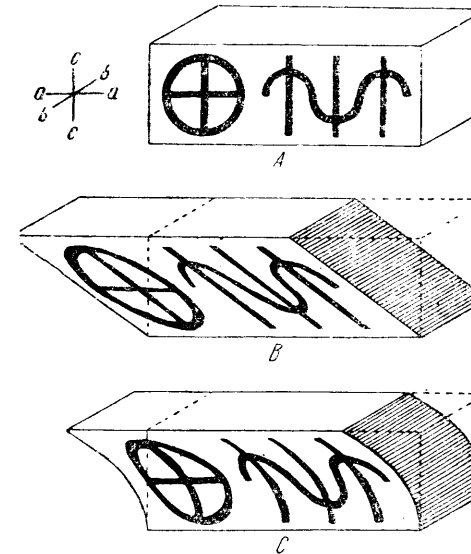


Рис. 96. Гомогенная деформация при помощи скользящих движений вдоль системы параллельных плоскостей (по Кнопф).

А — колода карт с рисунком на обрезе колоды по деформации. В — та же колода, деформированная при помощи скользящих дифференциальных движений справа налево. Деформация гомогенная, круги превратились в эллипсы, прямые линии остались прямыми. С — та же колода, претерпевшая негетерогенную деформацию. Прямые линии превратились в кривые, а круги в неправильные криволинейные фигуры.

Существуют гомогенные и негомогенные деформации. Гомогенные деформации характеризуются одинаковыми перемещениями двух соседних частиц, чего не бывает при негомогенных деформациях. На рис. 96 и 97 приведены примеры гомогенной и негомогенной деформации. Как видно на рисунках, характерной особенностью гомогенных деформаций является следующее: прямые линии в деформированном теле остаются прямыми, круги деформируются в эллипсы. При негомогенных деформациях, вследствие неравномерных перемещений соседних частиц, прямые линии при деформации искривляются, а круги искажаются.

ЭЛЛИпсоИД ДЕФОРМАЦИЙ

На основании разобранных примеров можно прийти к заключению, что между характером деформации и гомогенным и негомогенным строением тел имеется прямая зависимость. Эта зависимость характеризуется соотношением так называемых стресс- и стрейн-эллипсоидов, анализу которых и посвящена работа Г. Ф. Беккера (1893), на основе которой позднее и был разработан микроструктурный анализ.

Много лет тому назад понятие о стресс- и стрейн-эллипсоидах было развито механиками и физиками как средство при описании однородного растяжения или сжатия упругих тел в пределах упругости. Когда позднее геологи предприняли изучение механики нарушений горных пород, они воспользовались этим условным понятием и применяли его как удобную вспомогательную форму при изучении механики происхождения некоторых вторичных структур горных пород. Первым геологом, применившим это понятие, был Г. Ф. Беккер. С тех пор это понятие стало пользоваться широким употреблением в структурной геологии (тектонике).

Стресс- и стрейн-эллипсоиды — чисто теоретические представления, которыми, однако, очень удобно пользоваться для практических целей. Сила, стремящаяся деформировать горную породу, в геологии называется стрессом. Под влиянием стресса в горной породе возникают напряжения (стрейн). Так как анизотропные тела обладают свойством векториальности, то и возникли понятия „стресс-эллипсоид“, что значит эллипсоид давлений, и „стрейн-эллипсоид“, что означает эллипсоид деформаций или эллипсоид внутренних напряжений в теле. Иногда под стрессом подразумевают ориентированное (одностороннее) давление и противопоставляют ему гидростатическое давление. Под влиянием одностороннего давления некоторые химические и физические свойства изменяются в одном направлении, а под влиянием гидростатического давления — в другом, противоположном направлении. Деформация пачки листов бумаги или колоды карт, изображенная на рис. 96, называется деформацией при помощи ламинарного скольжения (по Зандеру — скальвающего движения). Ламинарное скольжение Беккер называл гомогенным вращательным стрейном. Смысл определения Беккера станет понятным, если мы обратимся к рисунку, который получается на обрезе деформированной колоды (рис. 95 и 97). Квадрат деформируется в ромб, круг в эллипс, прямые линии остаются прямыми линиями, следовательно деформация гомогенная. У эллипса, возникшего при деформации за счет круга, в плоскости рисунка будут располагаться длинная ось A и перпендикулярная к ней короткая ось C (рис. 99). Параллельно основанию дефор-

мированного квадрата поперечник эллипса a будет равен стороне квадрата или диаметру круга. Если теперь мысленно представить себе, что до деформации внутрь колоды был врезан кубик с вписанным в него шаром и что фигуры на обрезе колоды будут соответствовать сечению куба и шара, то куб после деформации превратится в параллелепипед, а шар в эллипсоид. В этом случае короткая ось C и длинная ось A эллипсоида расположатся в плоскости обреза, а средняя ось B в направлении, перпендикулярном обреза. Направление бокового давления, вызвавшего деформацию, будет параллельно поверхности листов колоды и совпадает с горизонтальными сторонами квадрата и ромба (а также с линией a , обозначающей направление движения). Замечательно, что средняя ось эллипсоида B , возникшего при деформации шара, равна диаметру шара, а сечение эллипсоида горизонтальной плоскостью, проходящей через центр эллипсоида, соответствует кругу, диаметр которого a равен диаметру шара, подвергшегося деформации.

Таким образом, скользящие дифференциальные движения при ламинарном скольжении совершаются вдоль системы круговых сечений. Имеется и другое круговое сечение, обозначенное на рисунке пунктиром. Оба круговые сечения в эллипсоиде располагаются симметрично по отношению к главным сечениям эллипсоида CB и AB . При ламинарном скольжении дифференциальные движения осуществляются вдоль бесчисленного количества плоскостей, параллельных одному круговому сечению, в то время как вдоль другого кругового сечения дифференциальных движений при деформации не происходит. Это будет случай деформации при помощи скальвания или дифференциальных скользящих движений по плоскостям одной системы круговых сечений (однокруговые сечения). Необходимо обратить внимание, что мы разобрали такой случай деформации, при котором изменяется форма деформированного тела, но не объем. Эллипсоид, который получился при деформации шара, называется эллипсоидом деформации (стрейн-эллипсоид). Главное сечение эллипсоида AC называется поверхностью деформации. На основании того, что шар в направлении, перпендикулярном поверхности деформации, не изменяет своих размеров, так как средняя ось эллипсоида B равна диаметру шара, можно сделать вывод, что точки (частицы), лежащие в любой плоскости, параллельной поверхности деформации, все

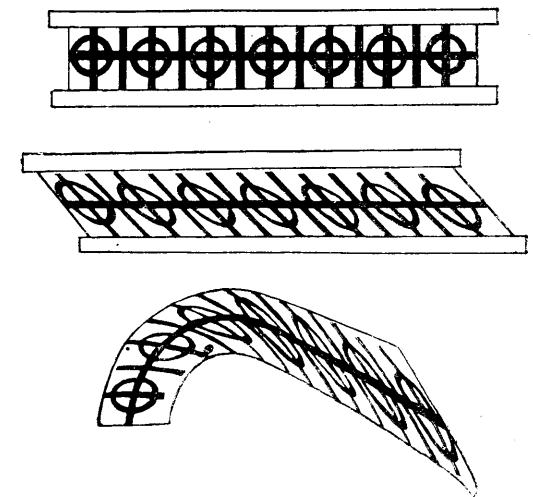


Рис. 97. Гомогенные и негомогенные деформации при помощи вращательных внутренних и внешних дифференциальных движений.

Сверху колода карт с рисунками на обрезе до деформации. В середине та же колода, деформированная при помощи внутренних дифференциальных вращений. Деформация гомогенная. Внизу та же колода после негомогенной деформации при помощи внешнего изгиба и внутренних вращательных и плоско-параллельных дифференциальных движений. Различные участки колоды деформированы различно, о чем говорят различные формы деформированных кругов и прямых линий (по Э. Кнопф).

время при деформации остаются в этой же плоскости, хотя в соответствии с превращением шара в эллипсоид и изменяют свое пространственное расположение. На этом основании такой тип деформации и называется плоской деформацией.

Представим себе, что после того, как при помощи ламинарного скольжения шар был деформирован в эллипсоид, усилилось давление на обрез колоды и дифференциальные движения продолжились. Что станет при дальнейшей деформации с эллипсоидом деформации, который мы только что анализировали? Эллипсоид вытянется в направлении оси A и укоротится в направлении оси C , но размеры средней оси B не изменятся, и дифференциальные движения будут осуществляться все время в плоскости кругового сечения эллипсоида деформации, или, иначе, одно из круговых сечений эллипсоида деформации все время будет располагаться параллельно поверхности ламинарного скольжения. В соответствии с изменением формы эллипсоида деформации в различные стадии деформации происходит поворот одноименных осей эллипсоида, поворот осей A и C и увеличение угла между круговыми сечениями. Чем более сплюснут эллипсоид деформации, тем больше двугранный угол между круговыми сечениями, биссектрисой которого служит главное сечение CB . Следовательно, при постепенном увеличении стресса, вызывающего все более интенсивную деформацию, оси эллипсоида A и C , а также и круговые сечения будут вращаться. После этого становится понятным, почему Беккер назвал такой тип деформации гомогенным вращательным стрейном.

Мы разобрали идеальный случай деформации при помощи ламинарного скольжения. В природе такие случаи встречаются довольно часто, и, как увидим ниже, целая группа так называемых S -тектонов возникает при помощи такого типа деформации. При ламинарном движении симметрия деформированного тела моноклиная.

Разберем теперь другой тип деформаций, изображенный на рис. 98—99. Проволочная решетка с нарисованным на ней кругом, предварительно поставленная на ребро, сжата сверху вниз или растянута в перпендикулярном направлении. Круг превратился в эллипс, прямые линии остались прямыми линиями, следовательно деформация гомогенная. Если мысленно представить, что круг соответствует шару, врезанному в толстый слой наложенных одна на другую решеток, и что шар вписан в куб, то шар при деформации превратится в эллипсоид, а куб в прямоугольный сплюснутый параллелепипед (рис. 98). В таком случае короткая ось эллипсоида деформации C совпадает с направлением максимального давления, а круговые сечения эллипсоида располагаются симметрично по отношению к направлению давления и совпадают с направлением двух систем проволок в решетке. В противоположность деформации при ламинарном движении в этом случае скользящие дифференциальные движения совершаются одновременно вдоль системы бесчисленного количества плоскостей, параллельных двум круговым сечениям (двукруговые сечения). Так как различные стадии все более интенсивной деформации не сопровождаются вращением эллипсоида деформации, изменяется лишь величина осей эллипсоида, но не изменяется расположение осей в пространстве (чего нельзя сказать про круговые сечения, угол между ними будет тем больше, чем интенсивней деформация). Такой тип деформации Беккер назвал гомогенным невращательным стрейном, но еще раньше Гельмгольц назвал такой тип скользящих движений чи-

стым сдвигом, в отличие от просто сдвига, происходящего при ламинарном движении. Рассмотренный тип деформаций приводит к так называемому сплющиванию, которое играет при деформации некоторых горных пород очень большую роль. Многие гнейсы, сланцы и гранулиты деформируются при помощи сплющивания. Как увидим ниже (см. анализ гранулитов в главе VIII), минералы в этих случаях имеют нередко таблитчатую, сплюснутую форму и располагаются

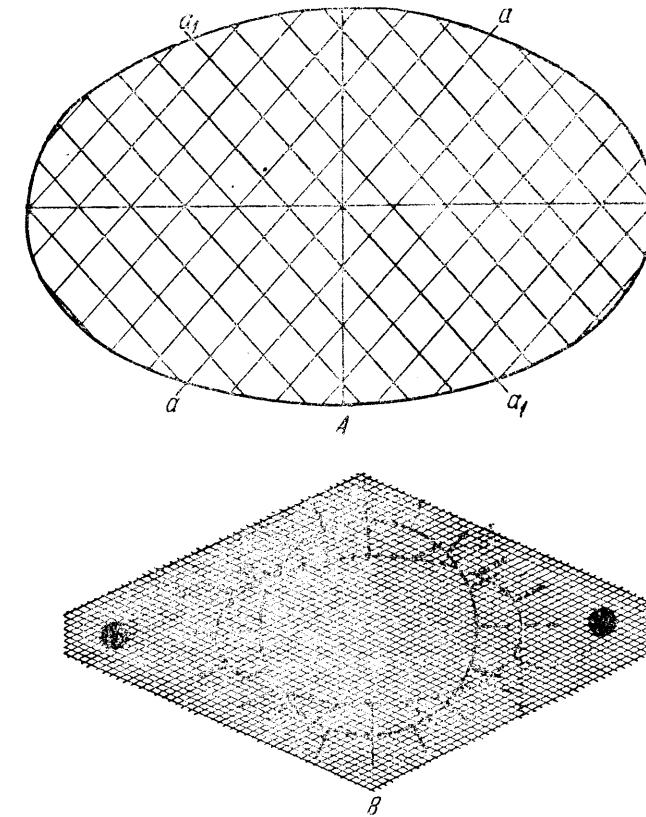


Рис. 98. Гомогенные деформации.

A —шар, деформированный в эллипсоид: aa и a_1a_1 —круговое сечение эллипсоида с диаметром, равным диаметру шара. Эллипсоид можно получить при помощи скользящих дифференциальных движений вдоль системы плоскостей, параллельных круговым сечениям aa и a_1a_1 . Каждая из таких плоскостей образует при пересечении эллипсоида круг. B —круг, нарисованный на квадратной проволочной сетке, при деформации (растяжении) превращается в эллипс (по Зандеру).

параллельно кристаллизационной сланцеватости, совпадающей с поверхностью AB эллипсоида деформации. Таблитчатая форма возникает в результате дифференциальных движений, параллельных двум круговым сечениям. Средняя ось эллипсоида деформации B при чистом сдвиге все время остается равной диаметру шара, т. е. и в этом случае деформация плоская. При чистом сдвиге симметрия деформированного тела ромбическая. При чистом сдвиге (сплющивании) направление давления совпадает с короткой осью эллипсоида, и поэтому говорят о „прямом давлении“. При ламинарном скольжении направление

давления располагается косо по отношению к эллипсоиду деформации, и поэтому говорят о „косом давлении“. В первом случае сланцеватость располагается перпендикулярно к направлению давления, во втором — параллельно направлению давления.

Очень часто в природе наблюдаются случаи совокупного действия чистого сдвига и ламинарного скольжения. Характер дифференциальных движений в таких случаях гораздо сложнее, дифференциальные движения происходят вдоль нескольких систем плоскостей s_1 , s_2 , s_3 и т. д. Различные этапы деформации сопровождаются вращением как осей эллипсоида, так и круговых сечений.

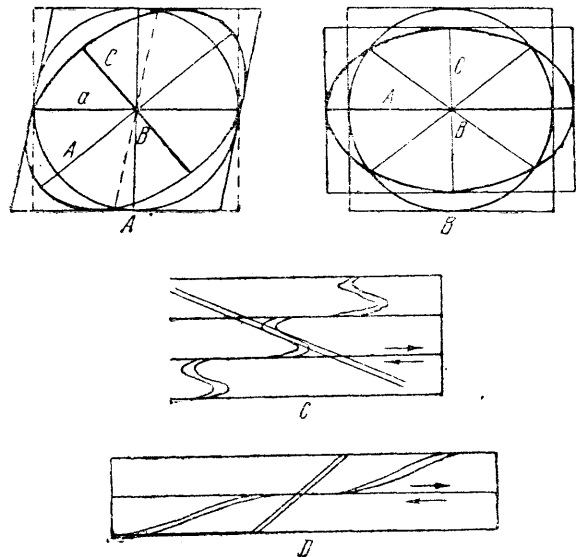


Рис. 99. Гомогенные и негомогенные деформации. А—эллипсоид деформации при гомогенном ламинарном скольжении. В—эллипсоид деформации при чистом сдвиге. С—D—складки скальвания, возникающие при негомогенном ламинарном скольжении (по Шмидту).

Кроме плоских деформаций, в природе большую роль играют неплоские деформации, при которых средняя ось эллипсоида деформации B на различных этапах деформации не остается постоянной и равной диаметру шара, а изменяется в размерах. В этом случае объем деформированного тела не остается постоянным, часто появляются дополнительные плоскости дифференциальных движений, происходит заметное удлинение (растяжение) вдоль оси B эллипсоида деформации. Как доказал микроструктурный анализ, по такому типу построены многие В- и R-тектониты (см. пример анализа гранулитов, карандашных гнейсов и других).

До сих пор мы рассматривали различные типы гомогенных деформаций. В тех случаях, когда порода состоит из тонко переслаивающихся прослоев различного состава, сцепление на границе двух различных слоев будет резко отличаться от сцепления внутри каждого слоя в отдельности. Дифференциальные движения на границах

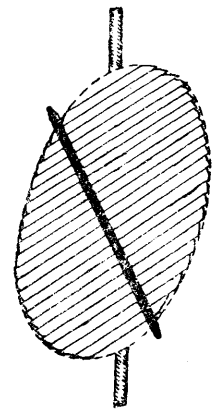


Рис. 100. Деревянная модель для иллюстрации дифференциальных скользящих движений вдоль системы параллельных плоскостей. Шар, разрезанный параллельными плоскостями, деформируется в эллипсоид (по Э. Кнопфу).

слоев будут происходить с большей интенсивностью по сравнению с дифференциальными движениями внутри слоев, вследствие чего возникает негомогенная деформация.

В таких случаях, согласно В. Шмидту, будет осуществляться негомогенная деформация по принципу скользящих таблиц (Gleitbretter), что нередко сопровождается появлением своеобразных складок. При таких деформациях происходят искривление и выжимание слоев, а также возникновение опрокинутых складок (рис. 99, С и D).

Как увидим ниже (см. примеры микроструктурного анализа складок скальвания), негомогенные деформации по типу деформации скользящих таблиц широко распространены в складчатых областях.

Мы рассмотрели гомогенные и негомогенные деформации, которые осуществляются при помощи дифференциальных движений вдоль одной, двух или нескольких плоскостей. Но, кроме того, бывают и другие типы дифференциальных движений, которые характеризуются вращением отдельных составных частей горных пород, а деформации сопровождаются изгибом, что происходит, например, при образовании складок изгиба. С такими типами деформаций мы подробно ознакомимся в главе о примерах микроструктурного анализа при описании типов складок, гранулитов и др.

АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИЙ

Как показал анализ Беккера, эллипсоид напряжений обладает следующими замечательными свойствами. Беккер строго математически доказал, что в трехосном эллипсоиде деформации три главных сечения эллипсоида характеризуются тем, что в них нормальные напряжения максимальны, а тангенциальные равны нулю. Понятия о тангенциальных и нормальных напряжениях станут понятными, если мы вспомним, что любое напряжение, любую силу можно разложить на две составляющие — параллельную, или тангенциальную, перпендикулярную к поверхности главного сечения, или нормальную. Круговые сечения трехосного эллипсоида, диаметр которых равен средней оси эллипсоида, располагаются симметрично по отношению к малой оси эллипсоида (рис. 99). Круговые сечения обладают замечательными свойствами, прямо противоположными тем, какими обладают главные сечения эллипсоида. В круговых сечениях нормальное напряжение минимально, а тангенциальное максимально по сравнению со всеми возможными сечениями в эллипсоиде. Круговые сечения являются теми направлениями в деформированном теле, в которых наиболее легко совершаются подвижки в направлении, параллельном круговым сечениям. В этом направлении наиболее легко происходят сдвиги, возникают зоны срезания и поверхности скальвания. Если во время деформации внешнее давление увеличивается, то эллипсоид напряжений может изменять свою форму, деформироваться. Дифференциальные движения внутри деформированного тела совершаются по бесчисленному количеству плоскостей, параллельных двум круговым сечениям, как это изображено на рисунке модели (рис. 100). Эти плоскости обладают тем свойством, что в них самих никаких изменений не происходит, движение же вдоль них совершается легче, чем в другом каком-либо направлении в деформированном теле,

потому что скалывающие напряжения в результате максимальной тангенциальной слагающей здесь наиболее значительны.

Беккер указал на то, что при деформации скалывание может происходить не по двум, а только лишь по одному круговому сечению, причем такие случаи в природе очень широко распространены (рис. 100). И даже в том случае, когда скалывание происходит по двум круговым сечениям, они оказываются часто неравноценными, и по одному из них главным образом и разряжаются скалывающие напряжения. Помимо случаев, когда при деформации происходит равномерное вращение круговых сечений эллипсоида, что сопровождается одинаковыми изменениями в величине углов при вращении, в природе чаще встречаются случаи деформаций, которые сопровождаются неодинаковым вращением круговых сечений, и такие случаи, когда одно круговое сечение своего положения в пространстве не изменяет, а другое вращается. В том случае, когда при деформации дифференциальные движения совершаются параллельно двум круговым сечениям, углы вращения которых одинаковы, мы имеем пример чистого сдвига. В случае, когда одно круговое сечение вращается, а другое не изменяет своего положения в пространстве, имеем дело со сдвигом просто. Трещины, располагающиеся параллельно круговым сечениям, называются трещинами скалывания и соответствуют той самой паре мооровских диагональных трещин, о которых шла речь при характеристике диагональных первичных трещин в плутонах.

На основании своих теоретических выводов Беккер изложил свои взгляды на причину возникновения сланцеватости, сущность которых заключается в следующем. Сланцеватость (кливаж) развивается всего совершеннее, если внешнее усилие длительно не изменяет своего направления. В этом случае сопротивления, обусловленные вязкостью материала, не играют существенной роли. В случае деформации с вращением существуют две системы плоскостей максимального скалывающего скольжения, которые пересекаются в оси вращения V .

Эти плоскости максимальных скольжений только в первое время деформации совпадают с круговыми сечениями эллипсоида. В процессе деформации эти плоскости поворачиваются, захватывая последовательно клинообразные участки в деформированном теле. При этом обе системы этих плоскостей вращаются с различной скоростью. Одна система обладает значительно большей скоростью, чем другая.

В плоскостях, которые вращаются быстрее, внутреннее трение (вязкость) увеличивает прочность материала; время, в течение которого функционирует данная плоскость, оказывается недостаточным для достижения заметной амплитуды скольжения, и если не образуется при этом трещин, то эффект, обусловленный этой системой, весьма невелик.

В другой системе плоскостей, вращающейся медленно, вязкие сопротивления не играют существенной роли. Тело может деформироваться путем течения, и возникает сланцеватость. Энергия, выделяющаяся на плоскостях скольжения, может привести к изменению минералогического состава деформированной породы.

Согласно представлениям Беккера, сланцеватость не всегда совпадает с плоскостью, перпендикулярной максимальной оси эллипсоида

давления, а располагается под различными углами к ней. Такие примеры, когда угол между круговыми сечениями равен 180° и когда сланцеватость перпендикулярна наибольшей оси эллипсоида давления (направлению бокового давления), наблюдаются лишь в сравнительно редких, частных случаях. Анализ Беккера был построен на изучении гомогенных деформаций изотропных тел, и поэтому геологи, ссылаясь на то, что в геологии имеют дело с анизотропными породами, а главными объектами в тектонике являются негомогенные деформации, не использовали достижений Беккера. Идеи Беккера шли вразрез с существовавшими в его время, в конце прошлого столетия, воззрениями, не были поняты и оценены по достоинству и даже больше — они оставались забытыми на протяжении почти двадцати пяти — тридцати лет.

ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Итак, во всяком однородно деформированном теле возникают напряжения, которые могут быть охарактеризованы как изменение сферы в эллипсоид. Под влиянием стресса возникает так называемый «эллипсоид напряжений». Термин «напряжение» говорит об изменении либо формы (искажение), либо объема (расширение или сжатие в пределах упругости). Когда этот предел превзойден, так что в горной породе происходит либо разрыв, либо течение, то термин «однородное напряжение» применяться уже не может, потому что напряжение называется однородным, когда «любые два участка тела, подобные по форме и одинаково ориентированные перед напряжением, оказываются также подобными по форме и ориентировке и после напряжения», согласно определению Ван-Хайза.

Необходимо отметить, что термин «упругий» должен быть уточнен. Фактически ни одно вещество не является совершенно упругим, но, имея дело с горными породами, можно с полным основанием принять, что их упругость приближается к совершенной настолько, что это оправдывает пользование этим термином.

Анализ Беккера указал, что при деформации происходят дифференциальные движения, которые осуществляются в определенных направлениях. При помощи дифференциальных движений и происходит не только изменение формы и объема деформированного тела, но и возникновение ориентированного расположения отдельных минералов в пространстве. Опыт показывает, что дифференциальные движения и наиболее совершенная ориентировка минералов происходят, когда деформированное тело находится в пластическом состоянии. При слабом внешнем воздействии тело оказывается устойчивым и не деформируется; деформация часто начинается, когда интенсивное воздействие на породу создает условия, при которых деформируемое тело приобретает пластическое состояние. В чем же выражаются пластические деформации?

Пластические деформации кристаллов

Рассмотрим сначала поведение отдельных кристаллов во время пластических деформаций и затем поведение горных пород.

Для того чтобы понять сущность пластических деформаций, совершенно необходим экспериментальный базис, без которого все

рассуждения о пластических деформациях гипотетичны и мало убедительны. Это положение заставляло неоднократно геологов делать попытки экспериментального воспроизведения пластических деформаций как минералов, так и горных пород.

Согласно указаниям Джедда (1888), на пластические деформации в минералах, происходящие под влиянием давления, обратил внимание в начале прошлого столетия Бревстер.

Очень интересные результаты были получены Реушем в начале второй половины прошлого столетия. Реуш (1867) открыл, что кристаллы галита, если их сдавливать перпендикулярно поверхности куба, укорачиваются на 5–8%, при этом кристаллы не теряют однородного строения и в них не обнаруживается трещин, а в этом и заключается сущность пластических деформаций. В деформированных кристаллах галита развиваются полосы в направлении, параллельном граням додекаэдра.

В кристаллах кальцита двойникование происходит вдоль поверхностей ромбоэдра и сопровождается пластическими деформациями. По мнению Реуша, движение ледников представляет пример пластической деформации, возникающей при перемещении кристаллов льда вдоль поверхностей скольжения.

На основании, главным образом, работ Реуша Либиш пришел к заключению о причинах пластических деформаций в галите и кальците. Деформация происходит, главным образом, в результате простого скольжения, в результате срезающих перемещений в кристаллической решетке. Эти перемещения происходят, когда определенные кристаллографические поверхности совпадают с положением круговых сечений.

В 1889 г. при изучении бромида бария О. Мюгге различал простые перемещения и ввел обозначения T для плоскостей трансляции (перемещения) и t для направления, в котором перемещение совершается. В случаях, когда перемещения осуществляются изгибом, ось, вокруг которой происходит изгиб, обозначается f . Двойники, возникающие при деформации, называются механическими двойниками. Ясное представление о разнице понятий о простых перемещениях и перемещениях, сопровождаемых возникновением механических двойников, дал Бургер (1928), который пользовался терминами двойниковое и трансляционное скольжение, обозначающими скольжение при помощи двойникования и скольжение при помощи трансляции, т. е. при помощи движений вдоль системы параллельных плоскостей.

Наиболее полная работа о соотношениях между скольжениями этих двух типов принадлежит Е. Шмиду и В. Боасу (1935).

Механическое двойникование широко распространено в металлах и возникает при их механической обработке (при прокатке и механической обработке металлов). Металлы представляют собой такой материал, с которым очень удобно экспериментировать, потому что пластические деформации в металлах происходят легко и очень совершенно при низкой температуре и при относительно слабых механических воздействиях. Ковкость металлов обусловлена высокой способностью к пластическим деформациям. Вследствие весьма совершенной ковкости металлов они представляют собою очень удобный материал для изучения пластических деформаций, чем и объясняется большой интерес, который проявляют за последнее время геологи, зани-

мающиеся микроструктурным анализом, к металлографии, а металлурги и металлографы к вопросам микроструктурного анализа.

Возникновение механических двойников наглядно можно объяснить на следующем рисунке. Представим себе колоду карт. Если мы осуществим гомогенную деформацию колоды при помощи дифференциальных движений параллельно поверхностям отдельных карт, то

будем иметь случай деформации при помощи простого скольжения. Если же мы представим себе, что часть колоды будет деформирована при помощи скользящих дифференциальных движений вправо, а другая влево, то получим случай механического двойникования. Плоскостью срастания двойника будет одна из тех поверхностей, параллельно которым происходит трансляция отдельных листов колоды. Оба случая схематически изображены на рис. 101.

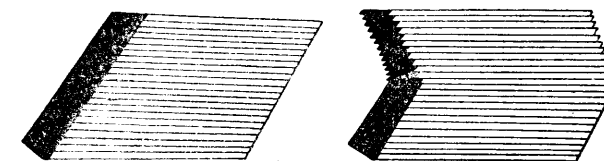


Рис. 101. Деревянная модель для иллюстрации гомогенной деформации и двойников скольжения.

Слева—модель, деформированная при помощи трансляции. Справа—двойник, возникший при помощи скользящих дифференциальных движений вдоль системы параллельных плоскостей.

Существование скольжения с образованием двойников в кристаллах кальцита впервые было обнаружено Реушем. Он приготовил из кристалла кальцита ромбоэдр, ограниченный плоскостями спайности $(10\bar{1}1)$ (рис. 102), затем пришлифовал две параллельные плоскости, показанные на чертеже пунктиром, и давил на кристалл сверху.

В результате такого сжатия левая часть кристалла перемещалась вверх, а правая вниз. Между правой и левой частями образовался участок, состоящий из системы параллельных полосок, ограниченных плоскостями скольжения $(0\bar{1}\bar{1}2)$. Угол между гранями ромбоэдра ad и bc и гра-

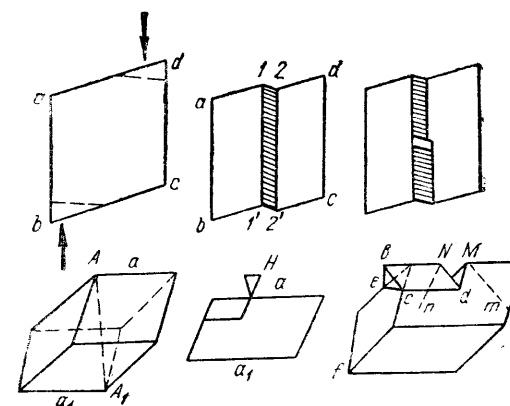


Рис. 102. Вверху — образование двойника и трансляция в кристалле кальцита. Внизу — образование двойника в кальците (по Кузнецову и Пэку).

нями, вдоль которых происходят скольжение и образование системы параллельных полосок, всегда равен $38^{\circ}14'$. Плоскости $11'$ и $22'$ являются плоскостями двойниковых швов. Иногда двойниковый шов располагается по одной плоскости, а затем перескакивает на другую, параллельную первой (рис. 101). В этом случае появляется пустое пространство ромбического сечения, которое проходит через весь кристалл. В кальците существуют три таких плоскости, вдоль которых может происходить образование двойников простых или полисинтетических, чем и объясняется наличие перекрещивающихся двойников, иногда наблюдаемое в кальците.

При двойниковом скольжении кристалл не разрушается и сохраняет свои первоначальные свойства, за исключением ориентировки, что очень хорошо обнаруживается при определении положения оптической оси двух соседних полосок двойника. Оптическая ось полоски $11'—22'$ образует с оптической осью соседних полосок угол, равный $52^{\circ}30'$. Реуш установил, что если деформация была слабой и привела к повороту оптических осей на угол, вдвое меньший того, какой наблюдается в двойниках ($52^{\circ}30'$), то кристалл сам по себе возвращается в первоначальное состояние. Если же степень интенсивности деформации была такой, что поворот был на угол больше $26^{\circ}15'$, но меньше $52^{\circ}30'$, то двойниковое скольжение будет продолжаться даже после прекращения давления. Эти опыты показывают, что для кальцита существуют два состояния равновесия, промежуточные состояния неустойчивы, и кальцит переходит в одно или другое устойчивое состояние равновесия.

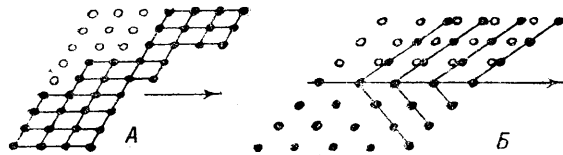


Рис. 103. Скольжение при помощи трансляции и скольжение при помощи двойникового.

А—дифференциальные движения осуществляются на расстояния, кратные промежуткам между атомами в решетке кристалла. Б—дифференциальные движения осуществляются на расстояния, некратные атомным промежуткам. Атомная решетка деформированной части кристалла изменяется симметрично по отношению к недеформированной (Э. Кнопф).

Интересный опыт был произведен Баумгауэром (1879), которому также экспериментально удалось получить двойники при помощи механического воздействия на кристалл. Баумгауэр ставил ромбоэдр кальцита ребром a_1 на подставку и давил тупым ножом H на другое ребро a (рис. 102). Острие ножа, входя внутрь кристалла, сдвигало влево часть кристалла и образовывало двойник. Двойниковая плоскость cd располагается параллельно ребру a , т. е. имеет вполне определенное направление относительно плоскости спайности. Угол сдвига NdM равен $52^{\circ}30'$, и грани cbe и cef образуют всегда одинаковые углы с двойниковым швом. Оптические свойства сдвинутой части кристалла не изменяются, но оптическая ориентировка в ней иная, о чем говорит угол между оптическими осями двух индивидов двойника, равный $52^{\circ}30'$.

В чем заключается разница во внутреннем строении тела, в котором дифференциальные движения осуществляются при помощи трансляции и при помощи двойникового? На этот вопрос наиболее просто ответить при помощи схематического рисунка. На рис. 103 в левой части изображен случай скользящих перемещений (трансляции). Деформация выражается в скользящих перемещениях, параллельных отдельным слоям, на дистанцию, равную кратному числу промежутков между атомами. В том случае, когда дифференциальные перемещения происходят на часть междуатомного пространства, возникают двойники скольжения. Таким образом, микроструктурный анализ затрагивает, как мы видим, проблемы атомного строения вещества и кристаллохимии, и поэтому метод рентгеноскопического изучения является одним из методов, которым пользуются в микроструктурном анализе.

На основании результатов опытов с пластическими деформациями кристаллов можно сделать вывод, что способность к пластической

деформации является одним из основных свойств кристаллов. Существовавшее ранее мнение, что кристаллы обладают небольшой способностью к упругим изменениям, в настоящее время должно быть оставлено.

Не во всех направлениях в кристаллическом веществе осуществляются одинаково легко скользящие движения, не всякие плоскости являются подходящими для таких движений, а только некоторые, и это будут поверхности, обладающие максимально плотной упаковкой ионов в решетке. В направлении, перпендикулярном таким плоскостям, ретикулярная плотность, наоборот, небольшая, сцепление слабое, и поэтому легко происходит перемещение отдельных слоев с очень большой ретикулярной плотностью одного параллельно другому. Таких плоскостей, вдоль которых могут осуществляться скользящие дифференциальные движения, может быть несколько. Так, например, в кристаллической решетке алюминия, обладающей симметрией куба, возможными поверхностями перемещения будут четыре октаэдра, а в каждом октаэдре возможны три направления перемещения, параллельные трем ребрам додекаэдра. Таким образом, в металлическом алюминии, обладающем такой структурой, при пластической деформации при помощи скользящих движений движения могут происходить в 12 направлениях. По какому же из этих 12 возможных направлений эти движения будут осуществляться в одном каком-нибудь кристалле? Оказывается, эти движения будут происходить параллельно одной какой-нибудь плоскости и параллельно одному из 12 возможных направлений. В начале механического воздействия на кристалл последний будет сопротивляться, и в нем никакой деформации происходить не будет. Но как только будет достигнут известный предел—критический стресс скалывания, тотчас же начинается пластическая деформация. По какой из 4 возможных плоскостей и в каком из 12 возможных направлений будут происходить скользящие дифференциальные перемещения, это зависит от положения круговых сечений эллипсоида деформации, параллельно которым в деформированном теле и располагаются плоскости скольжения. Как же будет реагировать кристалл на эти направления? Оказывается, скользящие движения в кристалле будут осуществляться по той из нескольких возможных плоскостей, которая наиболее близко совпадает с положением одного из круговых сечений эллипсоида деформации, и в том из 12 возможных направлений, которое ближе всего совпадает с направлением движения вдоль кругового сечения. Таким образом, отдельный кристалл реагирует при пластической деформации тела, состоящего из одного кристалла. Если же тело состоит из нескольких или многих кристаллов, то поведение каждого из кристаллов все равно будет подчиняться тем же закономерностям, каким подчиняется один кристалл.

Цинк кристаллизуется в более низкой симметрии, кристаллическая решетка его имеет гексагональную систему. Здесь возможны три системы перемещений, параллельные трем двойным осям первого порядка.

Таким образом, мы видим, что пластическая деформация или пластическое течение в металлах осуществляется при помощи дифференциальных движений в определенном направлении вдоль одной из нескольких поверхностей, начиная с того момента, как только будет достигнут критический стресс скалывания для определенной поверхности. Пластические деформации в минералах горных пород под-

чиняются тем же закономерностям, каким подчиняются металлы, но совершаются при более интенсивном механическом воздействии.

Скользкие движения осуществляются не только при помощи трансляции и механического двойникования. Кроме этих двух способов, скользкие движения могут осуществляться при помощи крутящего скольжения и изгиба. Оба эти случая схематически изображены на рис. 104. При изгибе происходит вращение вокруг оси f , и скользкие движения происходят в направлении t , указанном

стрелкой. Соотношения между флексурным изогнутием, изгибающими усилиями и механизмом скользких движений в этом случае более сложны.

При крутящем скольжении происходит вращение вокруг оси и скользкие движения вдоль поверхностей T в направлении t .

Пластические деформации поликристаллических агрегатов

Закончив рассмотрение пластических деформаций отдельных кристаллов, перейдем к пластическим деформациям поликристаллических агрегатов и горных пород. Наиболее интересные и поучительные опыты по изучению пластической деформации поликристаллических агрегатов были получены металлургами, что объясняется, как мы видели,

необыкновенно большой способностью металлов к пластическим деформациям и тем, что металлы деформируются при слабых усилиях.

Рассмотрим результаты опытов по растягиванию цинковой проволоки. При очень низкой температуре цинковая проволока при растяжении разрывается по определенным плоскостям, которые чаще всего совпадают с базисом (0001) гексагональной решетки кристаллов цинка. При обыкновенной или, лучше, повышенной температуре цинковая проволока очень пластична. При пластической деформации наблюдается скольжение—трансляция тончайших пластинок параллельно одна другой. При растяжении эти пластинки обнаруживаются на поверхности проволоки в виде линий скольжения. Механизм деформации можно изобразить в виде модели (рис. 105). При растяжении цилиндрическая проволока деформируется в ленту эллипсоидального сечения, причем во время деформации эллипсы, вдоль которых происходит скольжение, поворачиваются и наклоняются. Скольжение происходит по плоскостям базиса, но не в направлении действующей силы, а по линии пересечения плоскостей скольжения с гранью призмы первого рода. Таких направлений будет три, скольжение же вначале происходит по одному из них, которое ближе всего совпадает с на-

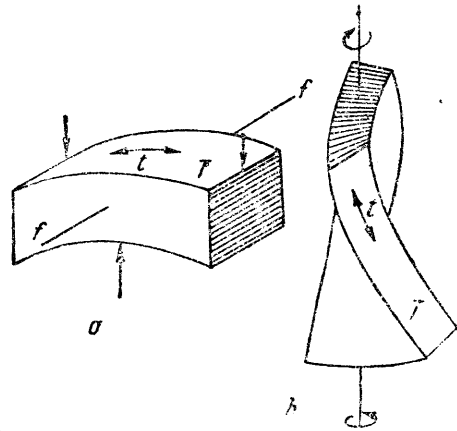


Рис. 104. Дифференциальные движения при изгибе и скручивании.

a—скольжение при изгибе: f —ось, вокруг которой происходит изгиб, T —поверхность трансляции, параллельно которой осуществляются скользкие дифференциальные движения, t —направление движений. *b*—скольжение при скручивании: T —поверхность, параллельно которой происходят скользкие дифференциальные движения, t —направление движений (по Бургеру).

правлением действующих сил. При деформации происходит изменение ориентировки пространственной решетки относительно оси проволоки; по мере того как проволока растягивается, плоскость скольжения все более и более наклоняется к оси проволоки, при этом кристаллографическая ось кристаллов $[10\bar{1}0]$ стремится занять положение, параллельное оси проволоки. Кристаллы, слагающие проволоку, ориентированные до деформации различно, во время деформации приобретают одинаковую ориентировку. При растяжении сначала происходит скольжение по одной системе плоскостей, характерной для данного металла. По мере растяжения эти плоскости при помощи поворота и наклона занимают такое положение, при котором скольжение в этом направлении становится

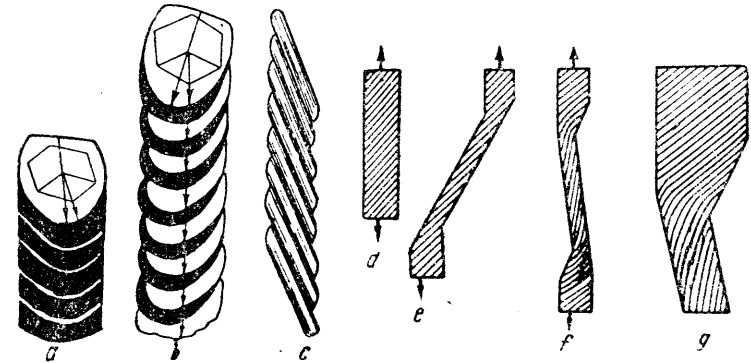


Рис. 105. *a, b, c* — растяжение монокристалла цинка; *d, e, f, g* — растяжение монокристаллической цинковой проволоки (по Кузнецову и Пэку); *d* — плоскости трансляции в образце; *e* — деформация.

При растяжении образца в случае, если возможно смещение в сторону нижнего края, *f*—деформация при растяжении по одной линии, *g*—изгибание плоскостей трансляции по одной линии в месте резкого изменения поперечного сечения образца.

невозможным, и происходит упрочнение. После этого начинается скольжение по другой системе плоскостей, которая до этих пор была скрытой. Дальнейшая деформация сопровождается дифференциальными движениями вдоль второй системы плоскостей, в особенности в тех случаях, когда таких плоскостей и направлений имеется несколько, как это мы видели на примере деформации металлического алюминия.

Опыты получения пластической деформации производились и с горными породами. Так Ф. В. Адамс и Д. Г. Никольсон (1901) удачно экспериментировали с пластическим течением мрамора. Мрамор представляет собой горную породу, обладающую способностью к течению, при котором не образуется кливажа. Мрамор часто встречается среди сланцеватых пород и в то же время сам не имеет сланцеватости.

Б. Зандер, Е. Фелькель и Ф. Дрешер (1929) также получили экспериментальные данные по изучению пластических деформаций мрамора.

Дж. Ф. Белл (1936) приводит данные по изучению соотношений затвердевания и структуры гранита.

Интересные работы по изучению деформаций отдельных минералов и горных пород выполнены Д. Т. Григгсом (1936 и позднее) и другими.

Пластические деформации зависят от различных факторов: 1) от интенсивности действующих сил, 2) от скорости деформации, 3) от положения поверхности, вдоль которой могут осуществляться дифференциальные движения в кристалле или агрегатах кристаллов по отношению к положению эллипсоида деформаций, 4) от температуры, 5) от гидростатического давления, 6) от чистоты материала деформируемого тела.

Пластические деформации магматических расплавов с примесью выделившихся из магмы кристаллов обуславливают появление большого разнообразия первичных структур течения в плутонах. Эти деформации и структуры считаются хорошо изученными. Э. Б. Кнопф в книге по микроструктурному анализу говорит, что «ориентировка твердых частиц из магмы (флюидной)—процесс, изученный с большой степенью совершенства, процесс же ориентировки кристаллической решетки в результате дифференциальных движений в твердых телах—вопрос „дискутабельный“». Первичные структуры течения в магматических породах описаны в главе II.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИИ И ТЕМПЕРАТУРЕ

К настоящему времени опубликованы учеными различных стран, в том числе и советскими учеными, в исследованиях по микроструктурному анализу тысячи ориентирных диаграмм, на основании которых высказываются соображения о пластических деформациях, которым подвергаются горные породы и минералы. При интерпретации различных случаев деформаций горных пород наши суждения в значительной степени опираются на опыты, которые ставились и ставятся при изучении металлов и горных пород при обычной температуре и одностороннем давлении. Но геологу хорошо известно, что при деформациях горных пород на глубине, кроме бокового давления или стресса, огромную роль играют гидростатическое давление, высокая температура и длительное время, в течение которого совершаются деформации.

Огромную принципиальную разницу между гидростатическим и односторонним давлением посредством термодинамического анализа и эксперимента доказали Дж. Джонсон и П. Ниггли (1913), на чем мы подробнее остановимся при рассмотрении вопроса о генезисе кристаллизационной сланцеватости. Джонсон и Ниггли доказали, что действия высокого гидростатического давления и стресса прямо противоположны: стресс способствует химическим реакциям, высокое гидростатическое давление задерживает химические реакции. В то же время существует представление о том, что на глубине сильное гидростатическое давление способствует пластическим деформациям, в то время как стресс ведет себя прямо противоположно.

Согласно существующим представлениям, в верхней зоне земной коры осуществляются хрупкие деформации, сопровождающиеся деструктивным метаморфизмом, в то время как на больших глубинах располагается зона, где происходят пластические деформации, при

которых наблюдается течение горных пород, породы текут. Глубина, на которой проходит граница между этими зонами, различными авторами оценивается по-разному—от 2600 м (А. Гейм) до 12 000 м (Ван-Хайз).

Несоответствие условий, в которых производятся обычные испытания деформаций металлов и горных пород, тем условиям, в которых протекают геологические процессы, заставило геологов поставить эксперимент так, чтобы возможно было приблизить условия, в которых эксперимент совершается, к природным. Казалось бы, что при высокой современной технике такие опыты осуществить легко, на самом же деле это не так, и, несмотря на интереснейшие данные, полученные к настоящему времени, все же экспериментальные работы очень далеки от более или менее приблизительного соответствия условиям, в которых совершаются геологические процессы.

Начало систематического экспериментального изучения деформаций горных пород было заложено Ф. Д. Адамсом и его сотрудниками (1901 г. и позднее). Чтобы вызвать деформацию при высоком давлении, Адамс вначале пользовался методом Кика. Образцы минералов и горных пород помещались в медный цилиндр, пространство между образцом и цилиндром заливалось каким-нибудь пластичным веществом. Весь цилиндр сжимался под прессом. Получалась частичная пластическая деформация в мраморе, в более твердых породах возникала катакластическая структура, породы дробились. Минералы, обладающие твердостью ниже 5, обнаруживали трансляцию и двойниковое скольжение, более же твердые дробились. Достигнуть высоких давлений, пользуясь медным цилиндром, не удалось.

В дальнейших экспериментальных работах Адамс изменил методику и для деформации минералов и пород пользовался стальной трубкой. Сопrotивление стенки трубки толщиной от 25 до 33 мм он отождествлял с гидростатическим давлением, которое возникает на глубине под влиянием нагрузки, одностороннее или дифференциальное давление получалось посредством пресса, который давил на стальные плунжеры, входящие в трубку. До опыта с горными породами специальными экспериментами определялось сопротивление стенок трубки. После этого трубки заполнялись различными породами, и по мере увеличения давления получались данные, которые наносились на кривые, характеризующие поведение P гидростатического и P одностороннего.

Все породы, подвергавшиеся деформациям, обнаруживают течение. Одни породы, наиболее мягкие, деформируются пластически посредством трансляции и двойникования, более твердые породы приобретают сланцеватость или очковую текстуру и сохраняют довольно большую прочность, но пластическая деформация в таких породах проявляется только на более мягких минералах, порода же в целом напоминает милонит.

При таких экспериментах деформация начинается в середине образца, части же образца, прилегающие к стальным плунжерам, передающим дифференциальные движения, остаются недеформированными. Вначале движение происходит по поверхностям, расположенным под острым углом к оси образца, которые образуют с недеформированными частями два тупых конуса, вершинами направленными к середине образца. Около вершин конуса и начинается течение, в пределах самих конусов течения не наблюдается. По мере увели-

чения интенсивности деформации конусы сближаются, и с поверхностей конусов скалываются последовательно все новые и новые слои вещества (рис. 106).

Опыты Адамса показали, что внутреннее трение при течении возрастает по мере увеличения сопротивления деформации и что повышенная температура (до 600°) способствует пластическим деформациям.

Адамс в своих экспериментах задался целью определить глубину верхней границы зоны течения, т. е. температуру и давление, при которых существование пустот в породах невозможно. Для этого он поступал таким образом. В цилиндрах, выточенных из горных пород, высверливались тонкие круглые каналы, продольные и поперечные. Такие цилиндры помещались в толстостенные стальные трубки и подвергались сжатию при помощи гидравлического пресса посредством стальных плунжеров, входящих в стальные трубки. Эксперименты производились при температуре до 350°C .

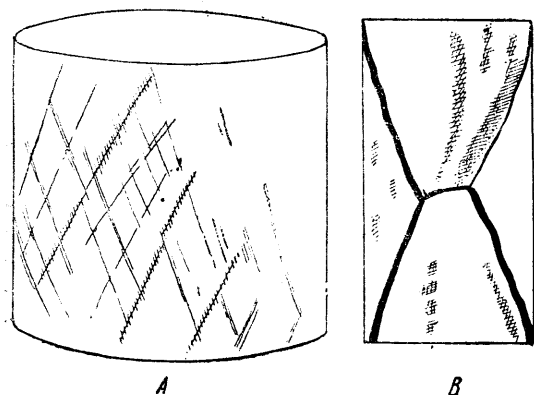


Рис. 106. А — Мраморный цилиндр, деформированный вдоль вертикальной оси. На стенках цилиндра видны две системы пересекающихся линий Людерса. Линии Людерса — следы поверхностной скольжения — наклонены под углом к направлению давления. В — мраморный цилиндр с двумя конусами разрыва, возникшими при сжатии (по Ринне).

неизменными, несмотря на длительность деформации — до 2,5 месяца. При такой же длительности эксперимента, но при давлении 9000 кг/см^2 , отвечающем глубине около 32 км , поперечные каналы немного деформировались, а продольные немного заполнились мелкими обломками породы. При температуре в 450° и давлении 4500 кг/см^2 никакой деформации еще не наблюдалось, при повышении давления до 6750 кг/см^2 каналы несколько сужались. Незначительное повышение температуры до $490\text{—}513^\circ$ при том же давлении приводит к полному закрытию каналов, что, вероятно, объясняется частичной диссоциацией CaCO_3 .

Эксперименты с гранитом показали следующее. При обычной температуре давление до 14000 кг/см^2 не вызывает заметной деформации каналов, при давлении же в 15640 кг/см^2 поперечный канал был совершенно закрыт, а продольный почти заполнен порошкообразным материалом. При давлении в 6750 кг/см^2 и температуре в 550° никакой деформации каналов в гранитах не наблюдалось.

Адамс пришел к выводу, что на глубине в 17 км в земной коре, на которой господствует температура примерно в 550° и более низкое давление по сравнению с последним экспериментом, небольшие пустоты

существовать могут, большие же пустоты будут обрушены и заполнены обломками. На этих глубинах может происходить образование рудных тел при помощи циркуляции гидротермальных растворов в пустотах и капиллярных каналах.

К числу недостатков в постановке опытов у Адамса следует отнести несовершенство прибора — стальной трубки, которая испытывает некоторую деформацию, и, следовательно, давление не будет гидростатическим.

Аналогичные опыты, но позднее Адамса, были проделаны Бриджменом (1918), который изучал устойчивость пустот в минералах и породах. Бралась точно изготовленные и отполированные цилиндры, затем они разрезались перпендикулярно к оси. В центре приполированных половин высверливались цилиндрические продольные углубления, и обе половины вновь складывались. На полученный образец натягивалась резиновая трубка, и после этого его помещали в стальную бомбу, заполненную жидкостью, давление в которой можно было доводить посредством гидравлического насоса до 12000 атм . Испытывались образцы кварца, турмалина, кальцита, полевого шпата, барита и горных пород — порфира, андезита, гранита и известняка.

При высоких гидростатических давлениях начинается разрушение образца, от стенок пустоты внутрь ее отскакивают очень мелкие кусочки. По мере увеличения давления все пространство заполняется чрезвычайно мелкими обломками, „песком“. Пустота несколько увеличивается, а песок имеет удельный вес меньший, чем исходная порода. Внешние формы и размеры образцов при этом не изменяются, что указывает на отсутствие пластической деформации.

В кварце разрушение пустоты происходит при 6000 кг/см^2 , при давлении 11500 кг/см^2 пустота нацело заполняется „песком“. В кварцевом порфире при давлении в 4000 кг/см^2 не наблюдается никакого эффекта, при 6000 кг/см^2 — слабое разрушение пустоты, при давлении в 7000 кг/см^2 пустота совершенно заполняется. В андезите при давлении в 6000 кг/см^2 наблюдается еле заметный эффект, а при давлении в 8000 кг/см^2 происходит заполнение пустот. В граните при давлении в 5000 кг/см^2 в течение одного часа пустота заполняется полностью.

На основании своих опытов Бриджмен приходит к выводу, что давления, при которых в горных породах возможно существование пустот, значительно ниже полученных Адамсом (11000 кг/см^2). По мнению Бриджмена, в наиболее прочных породах на глубинах, примерно отвечающих давлениям в $6000\text{—}7000\text{ кг/см}^2$, могут существовать пустоты, по которым может происходить циркуляция жидкостей.

Интересные эксперименты поставлены были Григгсом. Его опыты позволяют более точно определять гидростатическое и одностороннее (дифференциальное) давление. Образец помещается в стальную камеру, гидростатическое давление достигается гидравлическим прессом, для чего образец помещается в керосин. Дифференциальное давление получается при помощи другого, более мощного пресса. Гидростатическое давление во время опыта выдерживается постоянным, одностороннее давление изменяется.

Опыты Григгса показали следующее. Возникновение трещин и деформации пород возможно при очень большом гидростатическом

давлении, что указывает на то, что предположение о существовании в земной коре такой зоны, в которой деформации сопровождаются непрерывным течением горных пород, опытами не подтверждается. Поскольку это касается только одного давления. Возникновение трещин в золенгофенском известняке наблюдалось даже при давлении в 10 000 атм, отвечающем глубине в 35 км, при этом образование трещин не может быть приписано слишком быстрой деформации, так как дифференциальное давление было доведено до начала течения и оставалось затем постоянным вплоть до момента возникновения трещин.

По мере увеличения гидростатического давления пластичность породы увеличивается. Поведение известняка при высоких давлениях очень похоже на поведение ковких металлов при обычных условиях. При обычных условиях и при небольшом гидростатическом давлении, при наличии смазки между образцом и прессом, возникают трещины разрыва, располагающиеся, как известно, параллельно направлению бокового давления. При повышении гидростатического давления образование открытых трещин уступает место пластической деформации со скольжением по бесчисленным трещинкам скалывания, располагающимся под углом в 45° к направлению давления. Эти трещинки и следы скольжения хорошо заметны только близко к поверхности образца, внутренние же части образца совершенно однородны. Трещинки скольжения, вероятно, проходят через весь образец, но в середине образца ширина их не превосходит предела молекулярного сцепления, поэтому они не заметны.

По мнению Григгса, возникающие при деформации трещинки представляют комбинацию трещинок разрыва, располагающихся по направлению давления, и трещинок скалывания под углом примерно в 45° к линии давления. Так как по мере увеличения гидростатического давления число трещинок разрыва заметно уменьшается, то и получается впечатление увеличения угла между трещинами скалывания. Во всех случаях при опытах с известняком угол между трещинами скалывания и направлением ориентированного давления был меньше 45° , даже при гидростатическом давлении в 10 000 атм.

Экспериментируя с мрамором и золенгофенским известняком, Григгс пришел к выводу, что нижний предел гидростатического давления, при котором наступает пластическая деформация, не зависит от прочности пород, а, повидимому, связан только с минералогическим составом пород. С увеличением гидростатического давления предел упругости повышается весьма незначительно (до 10% при давлении в 10 000 атм), но предел прочности возрастает очень сильно (до 600% при 10 000 атм). Кривые предела прочности, в зависимости от гидростатического давления, полученные Григгсом, близки данным, полученным Бриджменом.

Необычное освещение получает влияние времени. Обычно считается, что длительность деформации способствует пластической деформации. Данные Григгса показали, что если одностороннее давление ниже предела упругости, то образец не приобретает остаточной деформации, т. е. независимо от времени, в течение которого совершается деформация, прежние свойства деформированного тела возвращаются. Таким образом, предел упругости представляет собой константу, не зависящую от времени. В противоположность этому пре-

дел прочности зависит от скорости, с какой производится деформация. При быстром воздействии предел прочности выше, чем при медленной деформации. Кривая понижения предела прочности при увеличении длительности эксперимента переходит в прямую, почти параллельную координате—время, и асимптотически приближается к некоторому минимальному значению дифференциального давления. При значении дифференциального давления ниже этого предела образец не может быть разрушен, как бы он долго ни подвергался действию внешних сил. В противовес существующему мнению, что при медленной деформации горные породы претерпевают более интенсивную пластическую деформацию до разрушения, чем при быстрой деформации, Григгс доказал, что чем медленнее производится деформация, тем меньше пластическая деформация образца до его разрушения. Следовательно, для получения трещин нет надобности во внезапном приложении большого давления. Трещины возникнут и при быстрой и при очень медленной деформации.

Интересные опыты произведены были Бриджменом по изучению сопротивления скалыванию пород при высоких давлениях. Диск исследуемого вещества зажимается в пресс, причем нижняя часть пресса вращается. Таким образом, в результате вращения и одностороннего давления в исследуемом веществе возникают трещины скалывания. При этих опытах происходит замечательное явление: сначала возникают трещины скалывания, затем они залечиваются благодаря перекристаллизации раздробленного вещества. Затем опять возникают трещины, т. е., несмотря на простые условия опыта, соотношения между деформацией и перекристаллизацией здесь сложные.

Интересные результаты по изучению пластических деформаций минералов и горных пород получили советские ученые Штернберг (1940), Ю. А. Розанов (1949, 1950), Ю. А. Косыгин. Данные по изучению пластических деформаций рудных минералов приводят С. А. Юшко, Т. Н. Шадлун, Ю. А. Розанов. Экспериментальное изучение пластических деформаций минералов производится в Институте кристаллографии АН СССР (А. В. Шубников, Г. Г. Леммлейн).

СОТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ДЕФОРМАЦИЕЙ И КРИСТАЛЛИЗАЦИЕЙ

В опытах по изучению трещин скалывания обращает на себя внимание следующее обстоятельство. Возникновение трещин чередуется с перекристаллизацией, которая залечивает трещины, а затем при продолжении деформации трещины возникают вновь. Таким образом, здесь мы имеем случай последовательно возникающих трещин и перекристаллизации.

Очень интересным процессом, иллюстрирующим взаимоотношения между деформацией и перекристаллизацией, является обжиг металлов. Во время прокатки при получении листов металла, как показали исследования металлургов, в листах металла под влиянием деформации возникает ориентированный узор, аналогично тому, как это имеет место при растяжении цинковой проволоки. Ориентированные как угодно до прокатки кристаллы металлических листов после прокатки располагаются в пространстве ориентированно, закономерно. Следовательно, под влиянием механического воздействия происходит

пластическая деформация, во время которой в результате дифференциальных движений происходит реориентировка кристаллов в металле. Что же происходит при обжиге металла, предварительно подвергнутого деформации? При обжиге за счет более крупных кристаллических агрегатов возникают новые, мелкие кристаллические агрегаты того же металла, происходит перекристаллизация. Замечательно, что, несмотря на то, что вновь возникающие кристаллы образуются при условиях, когда никакой деформации металл не испытывает, они кристаллизуются закономерно, ориентированно располагаясь в пространстве, причем, как показал микроструктурный анализ, между симметрией деформации и симметрией узора, возникающего при перекристаллизации, наблюдается самая тесная связь.

Сравнивая этот случай соотношений между деформацией и кристаллизацией, мы видим, что во втором примере перекристаллизация происходила не во время процесса деформации, как в первом случае, а после деформации.

При изучении деформации различных тел обычно обращают внимание на одно какое-нибудь свойство, предполагая, что другие остаются без изменения, на самом же деле в деформированном теле происходят коренные изменения и других свойств, деформированное тело по существу постепенно превращается в другое тело, обладающее иными свойствами по сравнению с первым.

Изменения, происходящие в деформированном теле в результате механической деформации, выражаются в перемещениях реальных или мысленно выделенных частиц. Эти изменения можно разделить на две группы.

1. Дифференциальные движения, являющиеся непосредственным результатом деформации. В результате дифференциальных движений перемещаются отдельные зерна или группы зерен. Такие движения могут привести не только к изменениям механических свойств тела, но и к изменению физических и химических свойств. Изменения могут быть обратимыми или необратимыми, иными словами, прежние свойства могут восстанавливаться или не будут восстанавливаться после деформации. Изменения такого рода можно назвать непосредственными, или изменениями первого рода.

2. Движения являются косвенным результатом деформации, перемещаются атомы и группы атомов по законам диффузии, растворения и кристаллизации, химических реакций, разностей температур и т. д. Эти движения приводят также к изменению физических и химических свойств, причем изменения необратимы. Такие изменения можно назвать изменениями второго рода. В результате таких движений также возникает анизотропия, симметрия которой связана с симметрией движения.

Таким изменениям весьма способствует длительность тектонических деформаций. Эти изменения, как мы видели, могут происходить как во время деформации, так и после нее, а также и до деформации. В процессе деформации дифференциальные движения и молекулярные перегруппировки могут многократно сменять друг друга. Комбинированное действие тех и других приводит к глубокому изменению породы.

В соответствии с тремя возможными случаями соотношений между деформацией и кристаллизацией различают:

1) докристаллизационную деформацию, или, что то же, посттектоническую кристаллизацию;

2) паракристаллизационную деформацию, или синтетектоническую (синкинематическую) кристаллизацию;

3) посткристаллизационную деформацию, или претектоническую кристаллизацию.

Три возможных случая соотношений между деформацией и кристаллизацией различаются при помощи микроструктурного анализа, для чего изготавливают ориентированные шлифы перпендикулярно оси *b* при изучении минералов, которые легко и характерно реагируют на деформацию. Изучению подвергаются мелкие складочки, на которых эти соотношения видны особенно хорошо.

Докристаллизационная деформация. Как на внутренней, так и на внешней стороне складочки кристаллы слюды не деформированы и образуют полигональную дугу. Кристаллы слюды оконтуривают складку и отображают те движения, в результате которых возникла складка, но на кристаллах слюды эти движения не отразились (рис. 107).

Включения внутри порфиробластов отчетливо указывают на следы сохранившейся прежней текстуры породы и более позднее возникновение порфиробластов.

Паракристаллизационная деформация. Если на внутренней стороне дуги складочки слюда представлена правильными недеформированными кристаллами, а на внешней стороне изогнута, то это служит указанием на паракристаллизационную деформацию, что говорит об одновременности процессов деформации и кристаллизации. Изгибы пластинок слюды посредством скольжения на внешней стороне складочки создавали внутри нее область, защищенную от давления, вследствие чего слюда здесь могла расти в виде недеформированных кристаллов. Очень убедительным доказательством паракристаллизационной деформации являются S-образные и спиральные структуры включений внутри порфиробластов граната. В этих случаях рост порфиробластов происходил во время деформации. Дифференциальные движения заставляли порфиробласты вращаться. Во время движения порфиробласты захватывали зерна основной ткани породы. Иногда хорошо видно, как такие включения располагаются от центра к периферии в виде спирали. Такая структура называется структурой снежных комьев (рис. 108).

Амплитуду и характер ламинарного скольжения, совершающегося при одновременном вращении растущих порфиробластов, можно

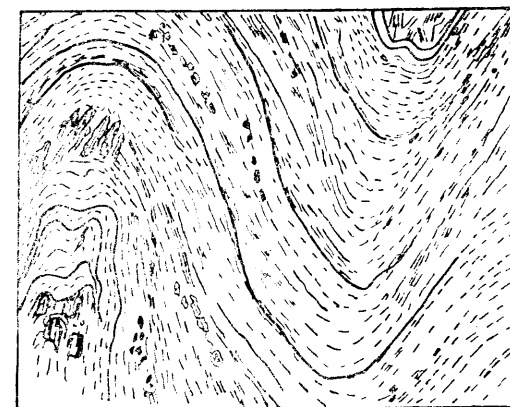


Рис. 107. Докристаллизационная деформация. Пластины слюды повторяют очертания крыльев складок. В мелких плейках пластины располагаются параллельно внешней части плейки, внутри плейки недеформированная, переотложенная слюда располагается как угодно. Кварцевый филлит (по Зандеру).

вычислить математически по спирали включений. Плавная изгибающаяся спираль указывает на непрерывный процесс движения во время роста порфиробластов. Если же спираль представляет собой полигон, состоящий из прямолинейных цепочек включений, то дифференциальные движения были прерывистыми. Бекке вычислил расстояние, на которое происходило смещение отдельных прослоев в сланце с такими порфиробластами граната. Диаметр порфиробластов равнялся примерно 3 мм, разворот спирали из включений показал, что вращения происходило на 320°. Такой угол поворота произошел в результате дифференциальных движений одного по отношению к другому двух маленьких слоев сланца, включающих порфиробласт, на

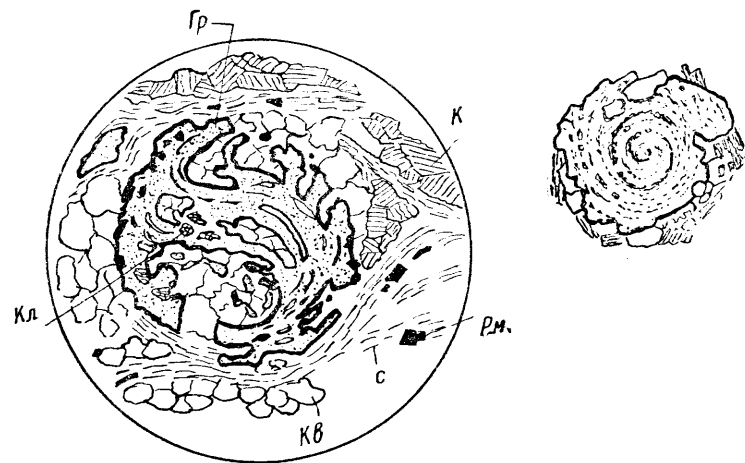


Рис. 108. Слева S-образное строение в порфиробластах граната в швейцарских хлорито-серицитовых сланцах — диафоритах. Гранат превращен в агрегат чешуек хлорита с примесью зерен клиноцоизита, кальцита и рудного минерала.

Гр — псевдоморфоза по гранату, К — кальцит, Кл — клиноцоизит, с — серицит, Рм — рудный минерал (по Гансеру). Справа спиральное строение граната (по Тиррелу).

16,8 мм. При мощности всей толщи сланцев с такими порфиробластами в 100 м в результате дифференциальных перемещений мелких слоев произошло перемещение верхней части стометровой толщи сланцев по отношению к нижней на 560 м при условии, что это движение было однородным.

При паракристаллизационной деформации один и тот же минерал может нести следы докристаллизационной и послекристаллизационной деформации (рис. 109).

Посткристаллизационная деформация. Кристаллы слюды как на внешней, так и на внутренней стороне дуги складочки будут деформированы. Доказательством посткристаллизационной деформации является наличие катаклаза (рис. 110).

СИММЕТРИЯ ДВИЖЕНИЯ И СИММЕТРИЯ СТРОЕНИЯ

Итак, разобранные примеры позволяют сделать вывод, что те или иные движения, в результате которых возникает деформация, служат причиной возникновения анизотропии в строении деформиро-

ванного тела. Между симметрией движения и симметрией строения существует строго определенная связь.

Изучая строение деформированного тела, мы имеем дело с окаменелыми следами движения — внутренними структурами деформированного тела. Задачей микроструктурного анализа является восстановление всей картины движений при деформации. Такое восстановление будет однозначным и полным, если оно получено суммированием всех дифференциальных движений с учетом, что иногда одни и те же типы строений могут получиться в результате различных движений. Существует различие между динамикой — наукой о

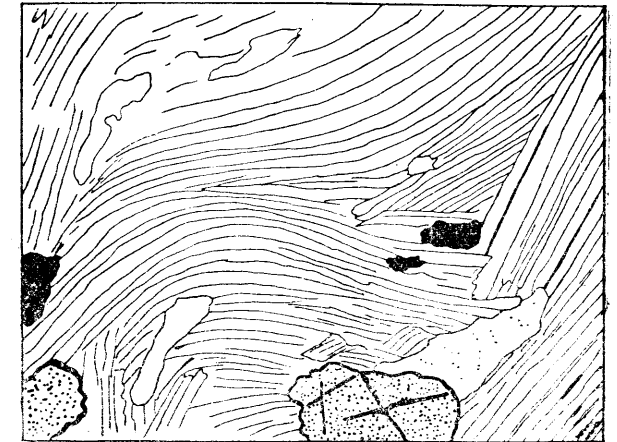


Рис. 109. Паракристаллизационная деформация. Одни складочки имеют характер докристаллизационной деформации (левая часть рисунка), здесь пластинки слюды изгибаются параллельно крылу складочки. Другие складочки имеют характер посткристаллизационной деформации (правая часть рисунка), здесь пластинки слюды разорваны и не располагаются параллельно крылу складочками. Гранатовый слюдяной сланец (по Зандеру).

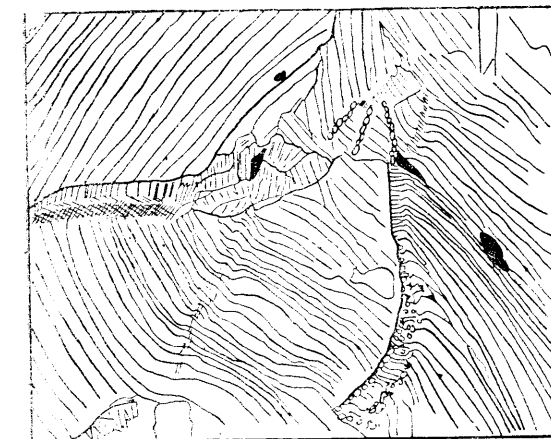


Рис. 110. Посткристаллизационная деформация. В складочке пластинки слюды разорваны и изогнуты. Слюдяной сланец (по Зандеру).

сил, вызвавших движения, и кинематикой, изучающей движения. Зандер не касается динамики возникновения структур и всецело сосредоточивает свое внимание на изучении кинематики, на изучении следов движений, участвовавших в образовании горных пород путем деформаций, которые находят отражение в закономерном строении породы. Таким образом, микроструктурное изучение пород приобретает описательный характер, а не генетический.

Зандер различает два типа пород: тектониты и нетектониты. К тектонитам относятся все породы, сформировавшиеся под влиянием дифференциальных движений. В тех случаях, когда механическая

деформация породы совершается посредством таких дифференциальных движений, Зандер говорит о „тектоническом течении“. Кроме дифференциальных движений, возникающих в результате непосредственного

механического эффекта, необходимо учитывать весьма распространенные изменения деформированных тел, обусловленные молекулярными перегруппировками, особенно кристаллизацией. Мы видели, что такая кристаллизация приводит к возникновению так же закономерно ориентированных узоров в строении горных пород и металлов.

К нетектонитам Зандер относит все породы, в образовании которых дифференциальные движения не участвовали. Таким образом, термин „тектонит“ у Зандера имеет совсем другой смысл и значение по сравнению с обычно принятыми. В группу тектонитов попадают

не только метаморфические породы, но и осадочные, а также большая группа изверженных пород. Обширную группу плутонов, у которых под влиянием движений возникает анизотропное строение, согласно Зандеру, следует также относить к тектонитам. Зандер называет тектониты из группы изверженных пород тектонитами расплава.

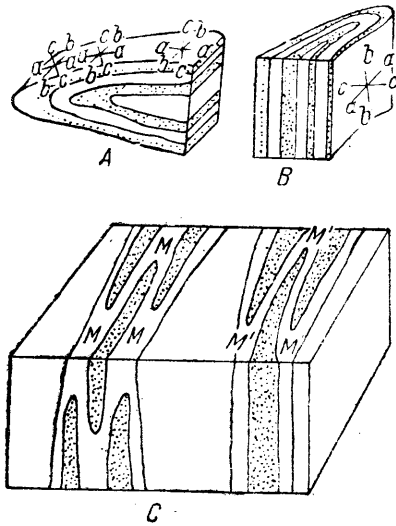


Рис. 111. Выбор координат в тектонитах.

А—горизонтальная складка. Расположение осей координат изменяется в различных местах складки. Плоскость деформации ac располагается вертикально. Симметрия моноклиная. В—складка с вертикальной осью. С—блок-диаграмма с двумя складками, по первому впечатлению одинаковыми. В складке M (слева) ось почти горизонтальная, в складке M' ось вертикальная (по Э. Кнопф).

которые устанавливаются при изучении микроструктуры, и оси координат a, b, c могут совпадать или не совпадать, в зависимости от чего устанавливаются различные случаи симметрии—симметрия эллипсоида вращения, ромбическая, моноклиная и триклинная. Таким образом, оси прямоугольной системы координат в микроструктурном анализе напоминают не кристаллографические оси, а оси оптической индикатрисы. Само собой разумеется, что выбор координат производится в поле, в поле же устанавливаются соотношения между осями координат и элементами залегания пород. На рис. 111 изображены случаи, когда оси a и b располагаются или горизонтально, или вертикально, но могут быть случаи самого разнообразного расположения трех взаимно перпендикулярных осей a, b, c .

При выборе координат необходимо тщательно разбираться в осях во избежание ошибки при наименовании осей. Иногда на двух,

Выбор координат

Для того чтобы производить анализ тектонического течения, проявляющегося в микроструктуре пород, и сопоставлять эти наблюдения с наблюдениями над текстурой пород и их залегания, необходимо было ввести какую-то систему координат. Зандер ввел прямоугольную систему координат a, b, c . Ось a соответствует направлению движения, ось b соответствует тектоническому простиранию и ось c перпендикулярна плоскости ab (рис. 111). Плоскость ab соответствует плоскости симметрии моноклиной деформации. Наиболее ясно производится выбор координат при наличии хотя бы очень мелких складочек. Оси эллипсоида деформаций A, B, C в деформированном теле,

казалось бы, одинаковых в структурном отношении участках координаты располагаются различно. Примером этому может служить блок-диаграмма на рис. 111, С. Несмотря на то, что левая и правая части блок-диаграммы на первый взгляд имеют как будто бы одинаковое строение, на самом деле расположение координат различное.

При сборе материала для микроструктурного анализа необходимо тщательно разбираться в геологическом строении участка или района, подвергнувшегося структурному анализу, и уметь ответить на вопрос, отражает ли микроструктура данного участка, с которого

собран материал, структуру всего какого-нибудь геологического комплекса или только структуру определенной части комплекса. Приведем один пример. На рис. 112 изображена блок-диаграмма складки, сложенной из послойно чередующихся песчаников и сланцев, содержащих в изобилии мелкие пластинки слюды. Сланцы будут более подходящим в данном случае материалом для микроструктурного анализа, поэтому ориентированные образцы для шлифов необходимо взять из сланцев. Сравним между собой структуру различных участков M, N, O, P , из которых можно взять материал для анализа.

Так как положение участков M, N, O, P по отношению к складке различное, ориентирные диаграммы также будут различными, что и видно на диаграммах справа: Но в узоре участков M и N много общего. Диаграмму M можно получить из диаграммы N и, наоборот, при повороте одной какой-либо диаграммы на 90° в соответствии с тем, что один участок повернут по отношению к другому на 90° . Участки M и N имеют гомогенное строение по отношению к другому строению. Точно так же строение участка O гомогенно по отношению к строению участка P ; диаграмму O можно получить из диаграммы P при повороте последней на 90° и наоборот. Но строение участка M или N негомогенно по отношению к строению участков O и P , точно так же нельзя получить диаграммы M или N из диаграмм O и P при повороте. Несмотря на то, что различные участки блока имеют гомогенное строение, строение всего блока негомогенно. Ориентирные диаграммы участков M и N характеризуют структуру складки в целом, чего нельзя сказать про ориентирные диаграммы участков O и P .

На ориентированных шлифах алмазом обозначаются или оси координат, или направление стран света, как это обозначено на рис. 113.

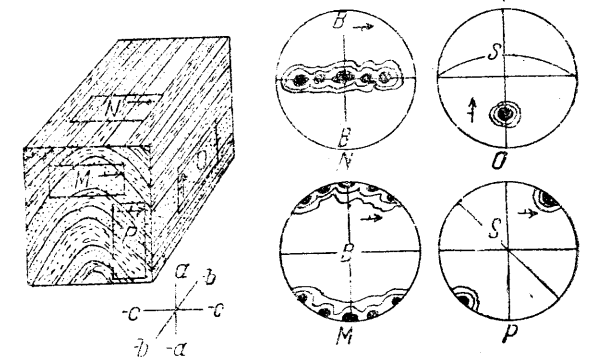


Рис. 112. Определение гомогенности в строении горной породы (по Э. Кнопф). На структурном блоке слева, состоящем из послойного чередования сланцев и песчаников, выделены 4 участка для изготовления ориентированных шлифов, диаграммы которых изображены справа. Диаграммы составлены по полюсам спайности слюды.

Диаграмма M получается из диаграммы N при повороте последней на 90° , а диаграмма O из диаграммы P при повороте также на 90° . Диаграмму M нельзя получить из диаграммы O и P при помощи поворота, точно так же нельзя получить диаграмму O или P при помощи поворота диаграмм M или N .

При изучении соотношений симметрии внутреннего строения породы — симметрии узора с симметрией макроструктуры могут быть два случая. Симметрия макроструктуры (складки) соответствует симметрии узора, и в этом случае имеет место гомоосевая складка. Симметрия складки не соответствует симметрии узора — гетероосевая складка.

При изучении структуры отдельных зерен могут быть такие два возможных случая. Или структура зерна соответствует структуре всей породы, в этом случае узор называется гомотактическим, или структура зерна не соответствует структуре всей породы, и тогда узор называется гетеротактическим (например, поперечные слюды, см. далее).

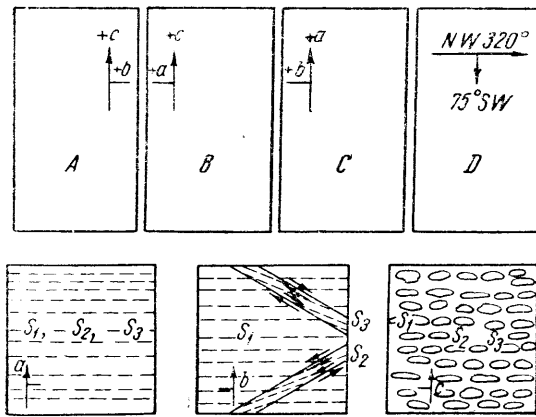


Рис. 113. Вверху — изготовление ориентированных шлифов по отношению к координатам узора a , b , c по отношению к странам света. Концы осей, обращенные на исследователя вправо и вверх, имеют положительный знак. Внизу — три главных сечения (a , b , c) гипотетического тектонита с тремя плоскостями s .

двум, а иногда и по нескольким плоскостям, то в соответствии с этим может быть несколько плоскостей s — s_1 , s_2 , s_3 и т. д. В том случае, когда имеется сланцеватость, заметная макроскопически, а путем микроструктурного анализа устанавливается наличие нескольких поверхностей s , по которым происходили при деформации дифференциальные движения, пользуются такими обозначениями: сланцеватость обозначается S , а плоскости дифференциальных перемещений — s_1 , s_2 , s_3 и т. д.

Приведем несколько примеров различных случаев симметрии узоров пород. На ориентирной диаграмме (рис. 114, b) нанесены замеры плоскостей (010) у плагиоклазов в андезите. Незакономерное расположение полюсов этих плоскостей, нанесенных на диаграмму, ясно указывает на отсутствие ориентирующих процессов при формировании породы.

На ориентирной диаграмме (рис. 114, a) нанесены полюсы пластинок слюды в мелкозернистом аркозовом песчанике. В данном случае мы имеем породу, которая сформировалась без участия дифференциальных движений. Отлагавшиеся на дно водного бассейна пластинки

Различные параллельные поверхности служат верным признаком анизотропного строения породы. Такими поверхностями будут напластование, стратификация — сланцеватость, плоскости механического скольжения; все они обозначаются Зандером поверхностями S . Вдоль S располагаются обычно зоны с ослабленным сцеплением. Следует иметь в виду, что поверхности плоско-параллельных текстур S могут совпадать или не совпадать с поверхностями, вдоль которых происходят дифференциальные движения и которые означаются Зандером s . Так как в породе движения могут осуществляться по

слюды располагались параллельно напластованию, вследствие чего и получилась закономерная ориентировка, характеризующаяся симметрией вращения. Через максимум полюсов пластинок слюды можно провести бесчисленное множество плоскостей симметрии, кроме того, имеется плоскость симметрии, перпендикулярная оси эллипсоида, соответствующая круговому сечению эллипсоида вращения.

Примером ромбической симметрии в строении может служить ориентирная диаграмма, изображенная на рис. 114, c , d . В гранулите с

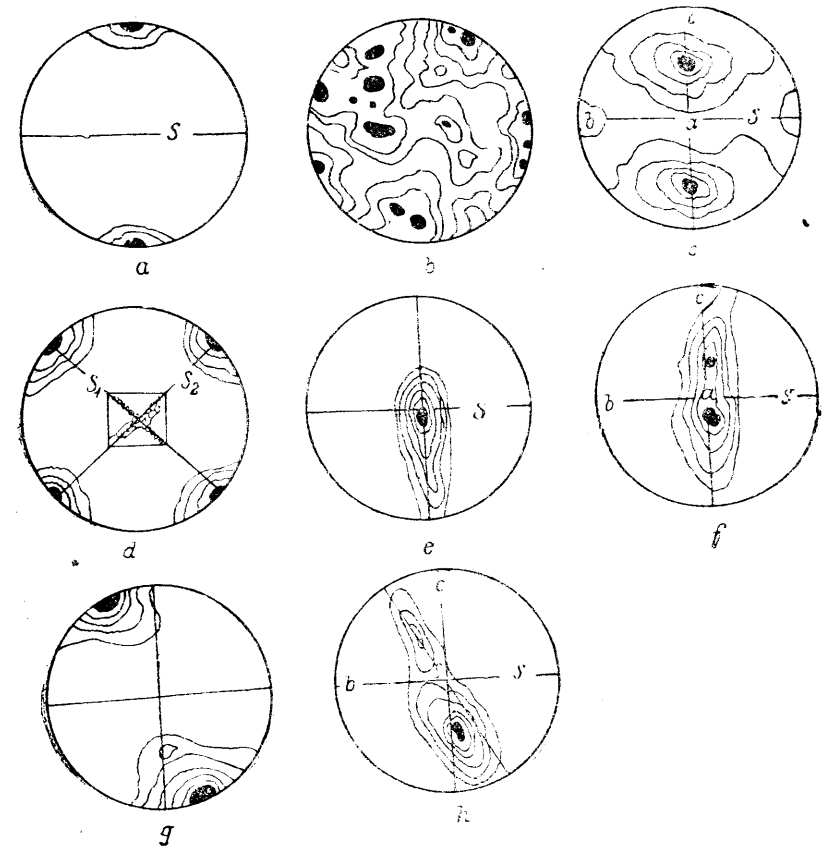


Рис. 114. Различные виды симметрии узоров.
 a — симметрия эллипсоида вращения, b — изотропный узор, c , d — ромбическая симметрия, e , f — моноклиная симметрия, g , h — триклинная симметрия.

отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью S максимумы оптических осей у зерен кварца располагаются симметрично по отношению к оси a . Можно провести три взаимно перпендикулярные плоскости симметрии. На диаграмме 114, d нанесены результаты измерения оптических осей кварца вдоль зон скалывания по диагональным плоскостям возникают мелкозернистые агрегаты зерен кварца, которые ориентированы закономерно и совсем иначе, чем подвергшийся деформации кристалл кварца, оптическая ось которого служит биссектрисой угла между s_1 и s_2 .

Узоры с моноклинной симметрией изображены на рис. 114, *e, f*. В том и другом случае диаграммы составлены по выходам оптических осей в зернах кварца в гнейсовых милонитах. В одном случае оптические оси располагаются в плоскости сланцеватости S , в другом в плоскости симметрии и не совпадают с S .

Узоры триклинной симметрии изображены на рис. 114, *g, h*. В первом случае ориентирная диаграмма составлена по пластинкам слюды, в другом по оптическим осям зерен кварца.

Если оси эллипсоида деформации A, B, C располагаются по отношению к осям координат a, b, c так, что $a \neq A, b = B, c \neq C$, то мы имеем случай вращения эллипсоида деформации вокруг оси. Ось b также является линией пересечения плоскостей скальвания s . Эти плоскости скальвания можно обозначить, подобно обычным кристаллографическим плоскостям, как плоскости (hol) с осью зоны $b = B$. Такое стресс-тектоническое строение Зандер обозначает как план 1 (P_1). Такой план удобнее всего обозначить нанесением оси $b = B$. Сопоставление этих данных для различных участков исследованной площади даст общую картину движения.

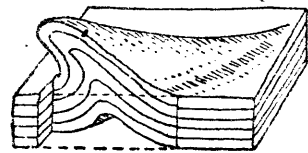


Рис. 115. Складка, возникающая при вращении вокруг оси a . Симметрия триклинная.

Строение, соответствующее плану 1 (P_1), встречается довольно часто, во многих структурах круговые сечения эллипсоида деформации соответствуют плоскостям s (hol). В дальнейшем мы познакомимся с такими примерами анализа, в которых поворот вокруг оси $b = B$ эллипсоида деформации в процессе деформации совершался несколько раз.

Точно так же известны случаи, когда в одной и той же структуре находят ясное выражение две оси B , располагающиеся под углом друг к другу. Чаще всего этот угол равен 90° , и в таком случае B_1 совпадает с одной осью координат, например с b ($B_1 = b$), B_2 совпадает с другой осью, например с a ($B_2 = a$). В этом случае кроме плоскостей скальвания (hol), соответствующих оси B_1 , мы будем иметь плоскости скальвания (okl), соответствующие оси B_2 . Если $B_2 = c$, то плоскостями скальвания будут (hko).

Такое строение, для которого характерно наличие двух планов P , о чем говорит наличие B_1 и B_2 , Зандер обозначает как план 2 (P_2). Часто план P_2 представляет план P_1 , повернутый вокруг оси a или c на 90° . Такое вращение вокруг c можно представить как меандрирование потока, при этом ось b будет изогнутой.

Вращение вокруг оси a даст эффект бокового отклонения дифференциальным движениям, который можно наглядно изобразить в виде погружающейся несимметричной складки (рис. 115).

При изучении ориентирных диаграмм следует выбирать сечения, перпендикулярные главным осям a, b, c .

ТИПЫ УЗОРОВ

При рассмотрении механизма ориентировки и типов узоров необходимо учитывать влияние соседних зерен. Если зерна некоторого минерала K_1 окружены зернами минерала K_2 , то на зерно K_1 не может быть перенесена сила, превышающая предел прочности зерен K_2 . Если прочность зерна K_1 больше прочности зерна K_2 , то дефор-

мироваться будут только зерна K_2 . В них может происходить ориентировка по внутреннему строению, в то время как зерно K_1 может ориентироваться в результате тех же дифференциальных движений только лишь по форме. Ориентировка зерен определенного минерала по строению указывает на минимальное значение внутреннего трения в породе в процессе деформации. Ориентировка зерен K_1 по строению возможна в том случае, когда минимальное трение в среде, его окружающей, равно или больше минимального внутреннего трения в зерне K_1 . Различают внутреннее трение (интрагранулярное трение) и внешнее трение между зернами (интергранулярное трение). В соответствии с этим различают внутренние движения и внешние движения.

Очевидно, что в полиминеральной породе все зерна не могут быть ориентированными по строению, так как трудно допустить, чтобы все они обладали одинаковым трением при трансляции. Всегда отдельные труднее транслируемые зерна будут окружены легче транслируемыми соседними зернами и, соответственно, могут быть ориентированы только по форме. Примером такого рода деформации могут служить зерна кварца в кальцитовом цементе.

Очевидно, что зерна одного и того же минерала могут ориентироваться в породе частично по строению, частично по форме, в зависимости от того, располагаются ли они среди легче или труднее транслируемых зерен.

Узоры тектонитов

Как уже было сказано, Зандер все породы делит на тектониты, в формировании которых принимали участие дифференциальные движения, и нетектониты. Перейдем к рассмотрению тектонитов и особенностей узоров тектонитов.

Дифференциальные движения можно подразделить на две группы: дифференциальные скользящие движения вдоль одной или нескольких плоскостей и дифференциальные движения вращательные. Комбинация вращательных и скользящих дифференциальных движений дает третью группу тектонитов. Очевидно, что в соответствии с подразделением дифференциальных движений на группы находится и разделение тектонитов.

Разницу между дифференциальными движениями при помощи скольжения и вращения можно наглядно изобразить при помощи колоды карт. Если колоду карт, нажимая на обрез колоды и приводя в движение отдельные карты, деформировать так, как это показано на рис. 116, то мы получим пример дифференциальных скользящих движений. При этом деформация будет гомогенная при однородных движениях всех листов карт или негомогенная при движениях неоднородных.

При помощи той же колоды карт можно получить дифференциальные движения второго рода. Для этого можно воспользоваться тонкими вязальными спицами или длинными швейными иглами. Поместив между картами несколько штук иголок и продельвая опыт получения деформации при помощи нажима на обрез колоды, мы также деформируем колоду, но дифференциальные движения, при помощи которых произошла деформация всей колоды, были в этом случае не скользящими движениями вдоль плоскостей, а вращательными вокруг системы параллельно расположенных спиц или иголок. Тот же

эффект, очевидно, получится в случае, если спицы мысленно заменить мелкими шариками.

Первый случай движения называется ламинарным, второй турбулентным. В природе довольно часто дифференциальные движения первого рода и второго рода комбинируются вместе.

Одной из причин турбулентного движения является неровность поверхности, вдоль которой происходят дифференциальные перемещения, что можно представить себе как течение реки вдоль неровного дна, как это схематически изображено на рис. 116. Около неровностей дна при движении возникают завихрения, служащие причиной возникновения турбулентного движения. В результате турбулентного движения на контакте двух разнородных толщ может происходить смещение материала. Мощность таких смешанных пород может достигать нескольких сотен метров.

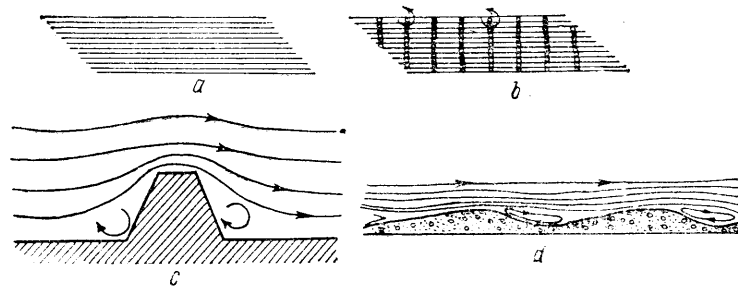


Рис. 116. Дифференциальные скользящие (ламинарные) (а) и вращательные (турбулентные) (b), с — турбулентные вихревые движения воды около неровностей дна. Симметрия узора моноклиновая, d — турбулентные движения песчинок при образовании дюн. Узор моноклиновый (по Зандеру).

В зависимости от характера дифференциальных движений возникает тот или иной узор в породе. На рис. 114, а изображена ориентирная диаграмма тектонита с отчетливо выраженной сланцеватостью, которая возникла в результате дифференциальных движений вдоль плоскости $S=s$. Полюсы пластинок слюды, расположенных параллельно S , дают отчетливый максимум, совпадающий с c . S совпадает с ab . Такого рода тектониты называются S-тектонитами, для которых как раз и характерно наличие такого максимума.

Рассмотрим другой пример, изображенный на рис. 127. Здесь мы не имеем такого резко выраженного максимума, какой наблюдается в S-тектонитах, имеется несколько максимумов, которые образуют пояс, осью которого является ось b . Такое строение называется поясовым, а группа тектонитов носит название R-поясовых тектонитов. При каких движениях возникают R-поясовые тектониты? Рассмотрим два примера.

На рис. 127 изображена ориентирная диаграмма для милонита, составленная по замерам полюсов спайности у слюды (001). На диаграмме нанесена отчетливо выраженная сланцеватость S и борозды скольжения, обозначенные R . Первое впечатление при макроскопическом изучении породы, что она представляет собою S-тектонит, ориентирная же диаграмма обнаруживает отчетливо поясовое строение, которое заставляет отнести породу к R-поясовым тектонитам.

Полюса спайностей пластинок биотита образуют пояс, располагающийся вокруг оси R . С этим же направлением совпадает расположение борозд скольжения R . Обращает внимание, что обычно принято считать, что борозды скольжения располагаются в направлении скользящих движений, с которыми совпадает ось a , здесь же борозды располагаются поперек движений, параллельных зеркалам скольжения. Зандер при помощи микроструктурного анализа доказал, что дифференциальные перемещения вдоль зеркал скольжения могут происходить при помощи скользящих движений, и тогда действительно борозды скольжения располагаются по направлению движений, а тектонит будет относиться к группе S-тектонитов и будет иметь соответствующее строение. Или же движения вдоль зеркал скольжения будут совершаться при помощи вращательных движений; в этом случае борозды располагаются поперек направления движения, и тектонит будет иметь поясовое строение. В том случае, когда В-поясовое строение тектонита возникает при помощи вращательных дифференциальных движений, тектониты с поясовым строением выделяются в подгруппу R-тектонитов (начальная буква слова rotation — вращение).

Рассмотрим другой пример В-поясовых тектонитов, который изображен на ориентирной диаграмме на рис. 131, характеризующей собою микроструктуру гранулита. Здесь также имеем поясовое строение, но, как показали исследования Зандера, поясовое расположение полюсов плоскостей спайности биотита обусловлено не вращательными движениями, а тем, что в процессе деформации в породе возникали плоскости скольжения hol и $ho\bar{l}$, по которым и располагалась слюда. Так как плоскости hol и $ho\bar{l}$ дают в пересечении ось b , то этим и объясняется В-поясовое строение данного тектонита.

Таким образом из В-поясовых тектонитов выделяется подгруппа R-тектонитов, в образовании которых играли роль вращательные дифференциальные движения, и В-тектонитов, в которых дифференциальные движения совершаются не по одной, а по двум или нескольким пересекающимся плоскостям скользящих движений s_1 , s_2 , s_3 и т. д.

В разобранных случаях R-тектонит на диаграмме рис. 127 имеет моноклиновую симметрию, симметрия В-тектонита (рис. 131) — ромбическая. Моноклиновая симметрия наиболее часто встречается в R-поясовых тектонитах.

Кроме моноклиновых В-тектонитов, встречаются триклинные тектониты, примером которых может служить тектонит, изображенный на рис. 114, g, h. Мы видим, что пояса, образованные в одном случае слюдой, в другом — кварцем, не совпадают с плоскостью координат, а располагаются косо по отношению к ней. Триклинные тектониты, по мнению Зандера, возникают при сложных движениях, в результате которых происходит наложение двух или нескольких эллипсоидов деформаций, возникающих один за другим вследствие наложения последовательных и различно ориентированных движений. Вследствие сложных движений возникает сложное строение В-поясовых тектонитов, которое обычно выражается в том, что имеется два или несколько поясов, располагающихся вокруг осей B_1 , B_2 и т. д., причем ось B_2 образует, вообще говоря, какой угодно угол с осью B_1 , но наиболее часто угол между B_2 и B_1 равен прямому, и поэтому возникают сложные поясовые тектониты B_1 и B_2 , причем B_1 обычно

располагается параллельно оси c или a . Как и В-поясовые тектониты, сложные тектониты $B_2 \perp B_1$ возникают при вращательных дифференциальных движениях вокруг осей B_1 и B_2 или же при помощи сложной системы плоскостей скольжения. Так, например, в некоторых случаях возникают плоскости скольжения hol и $ho\bar{l}$, пересекающиеся в оси b и дающие $B=b$ поясовое строение. Часть минералов при помощи дифференциальных движений, совершающихся в этих направлениях, дает поясовый узор с осью B_1 , параллельной b . Одновременно с этим или после этого возникает система плоскостей скалывания hko и $h\bar{k}o$. Другая часть минералов благодаря дифференциальным движениям, параллельным этим плоскостям, образует $B_2 \parallel c$ поясовое строение.

Пояса могут располагаться не только параллельно плоскостям координат ab , bc или ac , но и под углом к ним, что, например, видно на ориентирных диаграммах на рис. 114, g , h . Если имеется сложное поясовое строение, то говорят о пересекающихся поясах; таких поясов может быть не только два, но и три.

На основании изучения В-поясового строения тектонитов выяснилось следующее.

Пояса, параллельные ab ($B=c$), редки как в самостоятельном развитии, так и в комбинации с другими. Там, где встречаются такие случаи, поясовое строение обычно соответствует ориентировке роста параллельно S (поверхности стратификации), но не в одном каком-нибудь направлении, а в нескольких. Пояса ab обычно нетектонитовые пояса.

Пояса, параллельные ac ($B=b$), — наиболее часто встречающийся тип поясового строения у тектонитов. Возникает следующим образом: или при тектоническом течении, или при сложной системе плоскостей s , пересекающихся в B , или, наконец, при вращении.

Следует различать два ориентирующих процесса, в результате которых возникают R-тектониты:

1. Поверхности скольжения в процессе деформации изгибаются, происходят флексурные изгибы.

2. Деформация представляет комбинацию флексурных изгибов одних (компетентных) слоев и дифференциальных скольжений в других слоях (некомпетентных). В относительно некомпетентных прослоях преобладает скольжение, в то время как в относительно компетентных прослоях преобладают изгибающие движения (флексура).

Согласно Зандеру, при флексурных скользящих движениях компетентные слои изгибаются, и при этом материал на выпуклой стороне складок растягивается, а в центре на вогнутой стороне складок прессуется. В центре складок зерна измельчаются, что хорошо видно на рис. 151, в то время как крылья складок сложены более крупными зернами.

Пояса, параллельные bc ($B=a$). Этот тип поясового строения обозначает вращательные движения в ориентирующих процессах и принадлежит к R-тектонитам. Изменение в направлении движения обуславливает вращение вокруг оси c . Такое вращение в поликомпонентных породах может дать диагональные пояса между ab и bc , или же в результате вращения может возникнуть пояс, параллельный bc .

Другой вид поясового строения этого типа может возникнуть при помощи поверхностей скалывания okl .

Движение чистого скольжения, очевидно, часто сопровождается интенсивным скалыванием и милонитизацией. Во многих милонитах узор сам по себе полнокристаллический и не несущий следов милонитизации. В этом случае имеет место докристаллизационная деформация. Кристаллизация миметически воспроизводит милонитовое строение.

В случае интенсивного тектонического транспорта, что наблюдается, например, в тектонических покровах, перемещение, параллельное поверхностям скольжения, обычно делается вращательным под влиянием препятствий вследствие неровностей на поверхностях скольжения, аналогично тому, что наблюдается у неровного дна реки (рис. 116).

Движения в земной коре чаще сложные, чем простые, вследствие чего вращательные движения сопровождают движения, параллельные одной или нескольким плоскостям.

Узоры нетектонитов, сходные с узорами тектонитов

Рассмотрим теперь примеры узоров нетектонитов, которые в некоторых случаях имеют внешнее сходство с узорами тектонитов. На рис. 114, a изображена ориентирная диаграмма, построенная по полюсам пластинок слюды в песчанистом сланце. Такая диаграмма характерна для структуры отложения из водного бассейна и обладает симметрией эллипсоида вращения. Отдельные прослойки, обогащенные слюдой, располагаются параллельно стратификации (напластованию). Порода эта возникла без участия дифференциальных движений, а между тем она обладает узором, весьма сходным с узором S-тектонита. Как в том, так и в другом случае имеется типичный максимум. Спрашивается, каким образом разрешить вопрос о том, будет ли данная порода тектонитом или нет? Этот вопрос разрешается очень просто, стоит только попробовать составить ориентирную диаграмму по другому какому-нибудь минералу в породе, например по кварцу. При этом сразу же обнаружится, что никаких дифференциальных движений в породе, нетектоните, не было, и поэтому узор породы, составленный по кварцу, будет неориентированным.

Рассмотрим другой пример. В некоторых случаях в породах имеется строение, в котором узор обуславливается закономерным ростом кристаллов за счет интерстиционных растворов. В этих случаях один какой-нибудь минерал, например биотит, обнаруживает закономерное расположение в пространстве, а другие минералы такое строение обнаруживать не будут, что служит указанием на отсутствие ориентирующих процессов, указывающих на тектонитовое происхождение данной породы. В данном случае слюда во время роста миметически приспосабливается к форме пустот, возникающих не во время роста слюды, а ранее. Такие узоры Зандер называет белтеропоровыми (от греческого „лучше проходить“). При изучении белтеропоровых узоров может также создаться ложное представление о тектонитовом строении, причем узор будет напоминать или S-тектонитовое или В-поясовое строение, но сравнительное изучение других минералов вскрывает истинную природу узора. В случае, когда в результате белтеропоровой кристаллизации возникает поясовое строение, напоминающее строение В-поясовых тектонитов, говорят о белтеропоровых поясах.

Необходимо сказать о миметической кристаллизации вообще, частным случаем которой является белтеропоровая кристаллизация. Под миметической кристаллизацией подразумевают такие случаи, когда при кристаллизации рост минералов происходит по таким структурно-ослабленным местам, которые возникли в результате дифференциальных движений, происходивших до кристаллизации, или других каких-либо процессов. Для большей ясности приведем пример миметической кристаллизации. Представим себе, что какая-нибудь слоистая осадочная порода подверглась деформации. При этом возникает система плоскостей скольжения, параллельно которым будут происходить в минералах дифференциальные движения. Одновременно идущая с дифференциальными движениями перекристаллизация использует структурные элементы, возникшие в связи с деформацией. Вместе с тем при кристаллизации используются старые структурные элементы, например слоистость, мелкая складчатость, плоскости дифференциальных движений и т. д. Несмотря на то, что вдоль складок или слоистости и т. д. дифференциальных движений не происходит, на них, так же как и на плоскостях новых дифференциальных движений, будет происходить рост кристаллов. Старые структурные элементы являются ослабленными местами, используемыми при кристаллизации. Миметическая кристаллизация может привести к тому, что узор не будет отражать те движения, которые порода претерпела в последний период своего формирования.

На основании приведенных примеров можно прийти к заключению, что тектонитовое строение иногда обнаруживают и нетектониты, что заставляет быть осторожным при микроструктурном изучении этих пород. В таком случае нетектонитовые породы обнаруживаются сравнительно легко.

Следует обратить внимание на одно обстоятельство, которое помогает распознать тектонитовое строение породы при макроскопическом ее изучении. S-тектониты при ударе молотка, благодаря наличию резко выраженного плоско-параллельного направления, соответствующего плоскости S, раскалываются с образованием плитчатых обломков. В В-поясовых тектонитах иногда выкалываются продолговатые, столбчатые брусочки, что, например, хорошо бывает видно в карандашных гнейсах.

Узоры включений

Под термином „узоры включений“ обычно подразумевают сложные узоры, в которых принимают участие зерна двух родов, включающие и включенные, вне зависимости от количества включающих и включенных зерен.

Включения в сланцах нередко проходят через порфиробласты. Эти включения В. Шмидт назвал Si для обозначения internal (внутренней) структуры. На периферии порфиробластов включения Si переходят в зерна основной ткани сланца, которые, в отличие от Si, названы были Se для обозначения external (внешней) структуры. Включающие зерна (порфиробласты) обозначаются K_2 , включения — K_1 . В соответствии с тем, что зерна K_1 слагают как внешний, так и внутренний узор, существуют два обозначения: Re — для ориентирующего процесса зерен K_1 , слагающих внешний узор, и Ri — для ориентирующего процесса для тех же зерен, включенных в порфиробласты.

Соотношения между зернами K_2 и K_1 можно охарактеризовать следующими типами:

1. Ориентировка включенных кристаллов отражает анизотропию включающего кристалла K_2 , т. е. подчинена определенным кристаллографическим элементам K_2 .

2. Ориентировка включений такова, что все отдельные зерна можно рассматривать как части одного и того же кристалла.

3. В ориентировке включений проявляется закономерность, не связанная со структурой включающего зерна.

Первые два типа хорошо известны петрографам, третий же тип новый и рассматривается Зандером подробно.

Можно представить две возможные разновидности ориентировки третьего типа:

а) Кристаллы K_2 во время роста захватывают зерна K_1 , ориентированные раньше. Зерна K_2 и K_1 образуют структуру Si. Если зерна K_1 захватываются K_2 во время вращения последних, то образуется спиральное расположение зерен K_1 внутри зерен K_2 . Такие соотношения, как уже упоминалось выше, были использованы В. Шмидтом и Ф. Бекке для количественного определения дифференциальных движений.

б) Зерна K_1 в зернах K_2 не образуют замкнутой структуры, иными словами, имеются отдельные зерна K_1 внутри K_2 , которые в совокупности дают определенную ориентированную структуру. Можно представить несколько разновидностей таких структур.

1. $Re = Ri$ (строгая гомотропия).

а) Ни во время роста, ни после окончания роста зерен K_2 не происходит ни дифференциальных движений, ни кристаллизации, способных изменить ориентировку зерен K_1 .

б) Ориентировка зерен K_2 является результатом роста зародышей K_2 , ориентированных одинаково и совместно с K_1 , или результатом селективного роста по анизотропии структуры, приобретенной во время ориентировки K_1 .

2. $Re \neq Ri$ (гетеротропия). Различие между Re и Ri возникло после начала роста K_2 . Генетически возможны три случая.

а) Ri произошел из Re.

б) Re и Ri возникли из более старой ориентировки.

в) Re возник из Ri.

Случаи а) и б) теоретически возможны, но на практике пока не встречались. В случае в), когда Re возникает из Ri, очевидно, во время кристаллизации K_2 в породе существовала только одна-единственная ориентировка зерен K_1 , которая в дальнейшем и сохранилась как реликтовая внутри позднее кристаллизовавшихся зерен K_2 , а вне зерен K_2 зерна K_1 впоследствии приобрели новую ориентировку.

Примером породы с таким строением могут служить гранатовые слюдяные сланцы, в которых зерна граната включают неориентированные зерна кварца, в то время как зерна кварца основной ткани породы приобрели ориентированный узор. При этом могло происходить вращение граната, и неориентированные зерна кварца, сохраняя одно по отношению к другому и по отношению к включающему гранату первоначальное положение, также вращались.

Существуют три возможных случая этого вида ориентировки.

1. Ориентировка зерен K_1 в порфиробластах представляет несмещенную первичную ориентировку, сохранившуюся в K_2 . В этом слу-

чае различие между R_e и R_i не могло быть следствием последующей механической деформации. Такое различие могло возникнуть в результате последующей кристаллизации зерен K_2 .

2. R_i гетеротропный, но гомотактичный ориентирующий процесс. R_i дает гомоосевой узор по отношению к R_e . Примером может служить структура, повернутая вокруг оси B . R_e и R_i характеризуются одинаковой структурой. R_e отличается от R_i поворотом, вследствие чего возникли дополнительные максимумы на ориентирной диаграмме.

3. R_i и R_e гетеротактичны и имеют различную симметрию, например, в случае дополнительной деформации, при которой зерна K_1 , слагающие основную ткань, реагировали интенсивнее, чем зерна K_2 .

Чем отчетливее выражена гомотропия между зернами K_1 основной ткани и включениями в зернах K_2 , тем вернее и резче удается разделить по времени механическую деформацию от последующей перекристаллизации. Если в пассивно ориентированной породе, состоящей из взаимно прорастающих и обрастающих друг друга минералов, наблюдается точное совпадение даже побочных максимумов для различных минералов, то это говорит об ориентировке всех минералов в виде зародышей и последующей спокойной кристаллизации. В случае механической деформации крупнозернистой породы трудно допустить, чтобы могло сохраниться точное совпадение ориентирных диаграмм.

ОРИЕНТИРОВКА РАЗЛИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ

При составлении ориентирных диаграмм необходимо пользоваться такими минералами, которые, с одной стороны, наиболее чутко реагируют на деформацию и, с другой стороны, являются главными породообразующими минералами. Наиболее часто пользуются кварцем, кальцитом и слюдами, которые наиболее хорошо изучены, затем полевыми шпатами, пироксенами, амфиболами. Остальными минералами при микроструктурном анализе пользуются редко, и они изучены слабо (в смысле поведения в микроструктурах). Известно поведение всего лишь нескольких минералов—эпидота, гипса, флюорита. По мере дальнейшего развития микроструктурного анализа, очевидно, наши познания о поведении различных минералов расширятся, и помимо кварца, слюд и кальцита, которые можно назвать типоморфными минералами в микроструктурном анализе, появятся новые хорошо изученные типоморфные минералы.

При составлении ориентирных диаграмм необходимо пользоваться или кристаллографическими свойствами минералов, спайностью, кристаллографической осью, гранями, или кристалооптическими свойствами, оптической осью, индикатрисой и т. д. При этом используют такой кристаллографический или кристалооптический элемент, который, с одной стороны, наиболее типично отражает особенности микроструктуры породы и, с другой — наиболее легко и просто устанавливается на федоровском столике и, стало быть, не вносит особых осложнений и громоздкости в технику статистической обработки наблюдений. У кварца в горных породах определяют пространственное положение оптической оси, потому что оптическая ось является почти единственным элементом, поддающимся определению, и в то же время совпадает с кристаллографической осью зерен кварца. Наиболее

характерным структурным элементом в слюдах является спайность по (001).

Пространственное положение спайности определяется на федоровском столике очень просто. При составлении ориентирных диаграмм по кальциту пользуются спайностью по ромбоэдру. По ромбоэдру происходит срастание двойников и осуществляются дифференциальные движения при деформациях зерен кальцита. Для полевых шпатов наиболее типична спайность и грань по (010). (010) ограничивает уплощенные пластинки-лейсты кристаллов полевых шпатов, хорошо отражающие плоско-параллельные текстуры в породе. По (010) наблюдается наиболее совершенная спайность в плагиоклазах. Таблитчатые кристаллы каликатровых полевых шпатов ограничены (010). Пироксены и в особенности амфиболы имеют удлиненно призматическую форму и поэтому хорошо отражают линейные текстуры в породах, поэтому очень важным структурным элементом в этих минералах является третья кристаллографическая ось [001], которой и пользуются при составлении ориентирных диаграмм.

Ориентировка кварца

Рассмотрение закономерной ориентировки минералов под влиянием различных ориентирующих процессов мы начнем с кварца, потому что этот минерал является наиболее поучительным и интересным. В различных случаях реориентировка зерен кварца, приводящая к возникновению закономерного узора в породе, совершается различными путями. Дифференциальные движения могут совершаться по системе параллельных плоскостей, одинаково или различно ориентированных. При этом дифференциальные движения происходят или в одном, или в нескольких различных направлениях. Нередко в начале ориентирующего процесса дифференциальные движения происходят параллельно одной плоскости, в конце процесса параллельно другой плоскости.

В 1906 г. Тренер обнаружил в породах, подвергшихся динамическому метаморфизму, что зерна кварца обладают закономерной ориентировкой. Оптические оси в зернах кварца располагались приблизительно перпендикулярно сланцеватости. В 1911 г. Зандер обнаружил такую же закономерную ориентировку в тирольских кварцитах и назвал такой тип ориентировки „ориентировкой по правилу Тренера“. Дальнейшие исследования Зандера показали, что правило Тренера относится лишь к одному типу ориентировок кварца и что такая ориентировка была необычна для тектонитов. Зандер установил, что в тектонитах оптическая ось кварца чаще всего располагается параллельно сланцеватости. Такой тип ориентировки Зандер предложил называть „ориентировкой по правилу призмы“.

Различные типы ориентировки зерен кварца появляются в соответствии с характером и интенсивностью деформации. Обычно ориентировка в кварце является отражением самого последнего ориентирующего процесса, но в некоторых случаях сохраняются следы ориентировки, возникшей под влиянием деформаций, происходивших ранее. В таких случаях происходит наложение на закономерную ориентированный узор, возникший под влиянием более раннего ориентирующего процесса, закономерной ориентировки, возникшей под влиянием более позднего ориентирующего процесса. Зандер различает два типа дефор-

маций у кварца: пластические и разрывные. Последний тип деформации сопровождается возникновением системы волокон-столбиков, параллельных оптической оси зерен кварца. Отдельные столбики перемещаются параллельно один другому при помощи дифференциальных движений. В результате таких движений возникает волнистое погасание у кварца, и так как при дифференциальных движениях наблюдаются отклонения от строго параллельных перемещений в пределах от 0 до 6° и даже до 12°, то этим объясняется появление двуосности у деформированных зерен кварца. При помощи таких движений и возникает ориентировка по „правилу призмы“.

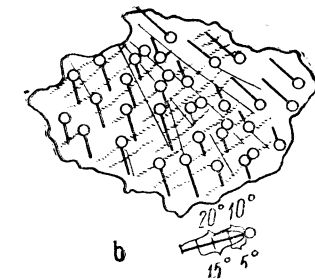
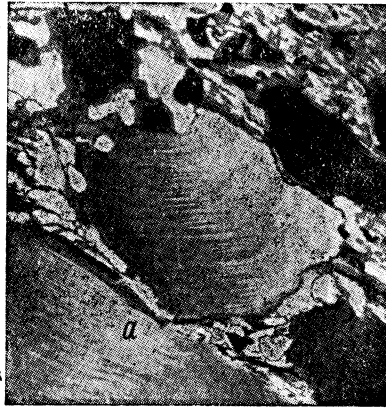


Рис. 117. *a* — полосы Бёма и трещинки в зерне кварца в кварците (по Хитанен). *b* — справа на структурной карточке нанесено положение оптической оси в различных участках зерна кварца. Длина отрезка указывает на угол наклона оптической оси по отношению к плоскости рисунка. В различных участках зерна углы между оптическими осями и полосками Бёма различные.

Параллельных полосок, которые известны теперь под названием полосок Бёма. На рис. 117 и 118 изображены примеры таких полосок Бёма в кварцитах, изученных Анной Хитанен в Финляндии (1938). Полоски Бёма наблюдались в различных породах, кварцитах, слюдяных сланцах, аплитах, порфироидах (Фишер, 1925). Бём, Бекке и другие исследователи объясняли причину возникновения полосок наличием мельчайших включений газа или жидкости. Фишер (1925), Джедд (1888) рассматривали полоски Бёма как систему тонких двойниковых полосок. И в том и в другом случае полоски Бёма, по мнению исследователей, возникают в результате скольжения параллельно одной какой-нибудь плоскости в зернах кварца. Необходимо отметить, что, согласно указаниям Джедда (1888), задолго до Бёма Бревстер (1816) наблюдал во многих минералах полосатость, аналогичную той, на которую обратил внимание Бём, и высказал мнение, что полосатость развивается вследствие давления. По мнению Фишера, такое движение осуществляется в кварце параллельно граням (0001), (10 $\bar{1}$ 1), (01 $\bar{1}$ 1). Зандер, измерив угловое расстояние между оптической осью зерен кварца и перпендикулярами к полоскам Бёма при изучении

некоторых кварцитов и слюдяных сланцев, нашел, что в среднем это расстояние равно 20—23°. Эти наблюдения позволили Зандеру высказать мнение о том, что скользящие дифференциальные движения при возникновении полосок Бёма совершаются параллельно плоскостям ромбоэдра (01 $\bar{1}$ 3) или (01 $\bar{1}$ 2). Этот способ ориентировки назван „ориентировкой по правилу ромбоэдра“ и, как увидим ниже, очень сходен с такой же ориентировкой у кальцита. Следует отметить, что при ориентировке по правилу ромбоэдра не обязательно должны всегда присутствовать полоски Бёма.

В том случае, когда полоски Бёма располагаются строго перпендикулярно оптической оси, можно говорить о дифференциальных движениях, послуживших причиной возникновения полосок Бёма, совершившихся в направлении, параллельном базопинакоиду (0001). Необходимо отметить, что в кристаллах кварца никогда не наблюдалась грань по базопинакоиду.

Интересные наблюдения, имеющие большое теоретическое значение, были произведены Анной Хитанен (1938) над финляндскими кварцитами.

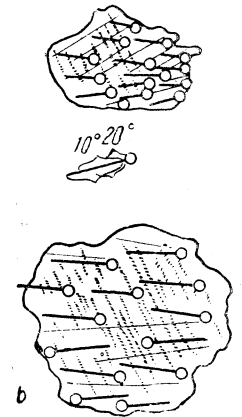


Рис. 118. Зерна кварца с двумя заметными различными типами деформаций. Кварцит из Финляндии (по Хитанен).

В случае деформаций зерен кварца резко выраженное волнистое погасание и разломы могут встречаться совместно с полосками Бёма, но полоски Бёма встречаются также в кварцевых зернах, обладающих очень слабым волнистым погасанием, и даже в зернах без волнистого погасания. Полоски Бёма представляют темные тонкие полоски, совпадающие с направлением погасания. Наиболее хорошо полоски Бёма наблюдаются в зернах кварца, ориентированных параллельно оптической оси.

Микроструктурное исследование зерен кварца проливает свет на характер процессов, в результате которых возникают полоски Бёма. Определяя положение оптической оси в различных участках зерен кварца и зарисовав положение полосок Бёма в изученном зерне, можно составить микроструктурную карточку зерна кварца. Пример такой карточки изображен на рис. 117.

На микроструктурных карточках (рис. 117 и 118) линиями показано пространственное положение оптической оси кварца в разных местах одного и того же зерна, при этом видно не только направление оптической оси, но и наклон по отношению к плоскости проек-

ции, различно наклоненные оптические оси обозначаются отрезками различной длины, для этой цели справа на карточке помещен масштаб. Чем меньше угол между оптической осью и плоскостью рисунка, тем длиннее отрезок, служащий для обозначения оптической оси у кварца.

Нередко полоски Бёма обнаруживают слабые волнообразные изгибы, что видно, например, на микрофотографиях (рис. 117 и 118) и что наглядно изображено на микроструктурных карточках. Если зерно кварца не имеет трещинок, то направление оптической оси кварца изменяет свое положение при переходе от одного края зерна к другому так, как это изображено на рис. 119. Такое изменение

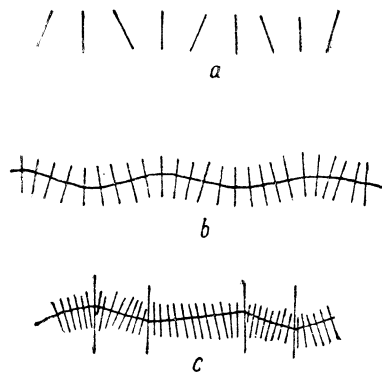


Рис. 119. *a* — изменение положения оптической оси в различных местах пластически деформированного зерна кварца, *b* — изменение положения базопинакоида в различных местах деформированного зерна кварца, *c* — изменение положения оптической оси и базопинакоида в деформированном зерне кварца, разбитом трещинками (по Хитанен).

направления оптической оси в различных участках одного и того же зерна напоминает девиацию осей складок. В соответствии с изменением положения оптической оси в различных местах одного и того же зерна кварца, оказывается, происходит изменение положения и полосок Бёма, которые все время остаются перпендикулярными к оптической оси. Если провести линию, перпендикулярную к оптическим осям в различных местах зерна кварца, то получится волнообразная кривая линия, которая изображена на рис. 119. В этом случае полоски Бёма располагаются в направлении, параллельном базопинакоиду кварца, и волнистое погасание зерна кварца сопровождается волнообразным изогнутием плоскости базопинакоида. Так как направления наиболее плотной упаковки атомов в плоскости базопинакоида одинаковы во все стороны, то поэтому волнообразное изгибание

полосок Бёма в этих случаях можно наблюдать во всех сечениях, параллельных оптической оси. В сечении же, примерно перпендикулярном оптической оси, поверхность зерна при скрещенных николях кажется как бы состоящей из холмиков и впадин, что хорошо видно на рис. 120. Плавную волнообразную линию полоски Бёма образуют в случае, если трещинки в зернах кварца отсутствуют. При наличии трещинок вариации в направлении оптических осей кварца приобретают вид, изображенный на рис. 118. Трещинки, идущие в одном направлении, пересекают зерно кварца на несколько участков, при этом полоски Бёма уже не образуют плавного складкообразного изгиба. Соотношения между трещинками, примерно параллельными оптической оси, и полосками Бёма указывают на то, что трещинки возникли после того, как поверхность базопинакоида посредством пластической деформации была изогнута в виде пологой складки. Атомная решетка у кварца, очевидно, может испытывать до известного предела пластические плавные изогнутия, и если предел этот превзойден, то возникают разрывы. Случай, когда полоски Бёма располагаются не под прямым углом к оптической оси кварца, раньше истолковывались таким обра-

зом: дифференциальные движения при пластических деформациях кварца совершались не параллельно базопинакоиду, а параллельно поверхности ромбоэдра, который располагается под углом в 67° к оптической



Рис. 120. Зерно кварца с полосками Бёма в сечении, перпендикулярном к оптической оси (по Хитанен).

оси. Наблюдения А. Хитанен показывают, что этот вывод не всегда правилен. На рис. 117 в волнообразно изогнутом зерне кварца в правой части зерна оптические оси располагаются под прямым углом к полоскам Бёма, в левой же части под косым углом. Такое изменение угла между оптическими осями и полосками Бёма в пределах одного и того же зерна находится всегда в связи с трещинками разрыва, идущими в направлении, параллельном оптической оси. Другие примеры изменения угла между оптическими осями и полосками Бёма в различных участках одного и того же зерна изображены на рис. 118 и 121. И в этих двух случаях такое изменение положения оптической оси стоит в связи с появлением трещинок разрыва.

Причины своеобразного расположения осей кварца можно объяснить следующим образом. После того как в результате пластической деформации возникли полоски Бёма, параллельные базопинакоиду, в зерне кварца под влиянием более интенсивной деформации образовались трещинки разрыва, перпендикулярные к полоскам Бёма. В это же время и под влиянием той же более интенсивной деформации в зерне кварца происходила реориентировка и изменение направлений оптических осей в различных участках зерна. Очевидно, в волнообразно изгибающихся

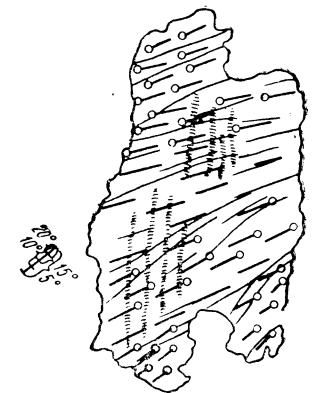


Рис. 121. Структурная карточка зерна кварца с реликтами полосок Бёма, разбитого трещинками. Обращает внимание расположение оптической оси кварца под различными углами с полосками Бёма в различных местах карточки. Кварцит из Финляндии (по Хитанен).

при этом зерна кварца напряжения распределялись неравномерно, вследствие чего и расположение оптических осей в различных местах одного и того же зерна было неодинаковое.

Таким образом, механические деформации кварца происходят в такой последовательности. В начале деформации в недеформированной кристаллической решетке происходят слабые скольжения, параллельные (0001). Эти скольжения сопровождаются волнообразными изгибами поверхностей базопинакоида. Все это происходит в случаях относительно слабой деформации. При продолжающейся деформации или при более интенсивной деформации появляются полоски Бёма или трещинки разрыва или и то и другое вместе. В случае возникновения полосок Бёма пластические деформации кварца сопровождаются слабыми разрывами кристаллической решетки. Может быть, эти нарушения и служат причиной возникновения мельчайших пустот, которые выполняются газами или жидкостью, находящимися внутри полосок Бёма.

Когда деформация становится еще более интенсивной, появляются трещинки, уже перпендикулярные к полоскам Бёма, и скользящие движения совершаются параллельно поверхностям призмы. Таким образом, скользящие движения вдоль (0001) происходят в начале деформации при очень слабых напряжениях, при которых не появляются даже полоски Бёма. Скользящие движения, параллельные граням призмы, происходят в конце деформации и могут сопровождаться расщеплением деформированных зерен кварца на иглы или столбики, параллельные [0001].

В процессе постепенной усиливающейся деформации происходит „поворот фронта“ деформации. Этот поворот фронта заключается в том, что во время деформации параллельно поверхностям скальвания последовательно становятся одна из трех поверхностей наиболее плотной упаковки атомов в кристаллах кварца, базопинакоид, ромбоэдр или, наконец, одна из плоскостей призмы. Характер скольжений, параллельных базопинакоиду и параллельных призме, резко различный.

В первом случае скольжения очень слабые и сопровождаются плавными изгибами поверхностей скольжения, в результате чего появляется волнистое погасание. Далее появляются широкие полоски, параллельные поверхностям ромбоэдра, или же возникают тонкие разрывы кристаллической решетки, выполняемые пузырьками жидкости или газа (полоски Бёма). Полоски Бёма могут появляться как в направлениях, параллельных базопинакоиду, так и в направлениях, параллельных плоскости ромбоэдра, образующего небольшой угол (23°) с плоскостью базопинакоида. Наконец, появляются трещинки, параллельные граням призмы, и происходит поворот фронта деформации, и скользящие дифференциальные движения происходят по плоскостям призмы. К сожалению, пока еще экспериментально не определена величина сопротивления разрывам в кварце в направлении, перпендикулярном и параллельном [0001], но, как показывают наблюдения над полосками Бёма, эта величина в направлении, перпендикулярном оптической оси, меньше величины в направлении, параллельном к оптической оси.

В случае пластической деформации дифференциальные движения совершаются параллельно базопинакоиду, при более интенсивной деформации с разрывами дифференциальные движения происходят в направлении, параллельном плоскостям призмы.

Какой вид деформации совершается в том или ином случае, деформация пластическая или деформация с разрывами, зависит от геологической обстановки, и в некоторых случаях и тот и другой вид деформаций совершаются одновременно.

Различные типы ориентирных диаграмм, составленных по кварцу

На рис. 122 представлены все возможные типы ориентирных диаграмм, составленных по кварцу. Сахама (1936) и Фейрбейрн (1937) установили десять типов ориентирных диаграмм. Несколько позднее А. Хитанен на основании исследования кварцитов Финляндии обнаружила еще два типа ориентирных диаграмм. Таким образом, в настоящее время известны двенадцать типов ориентирных диаграмм, изображенных на рисунке и обозначенных номерами.

Все случаи закономерной ориентировки В. Шмидт объясняет, исходя из предположения, что в кварце скользящие движения осуществляются параллельно одному из трех направлений: параллельно оси призмы [0001], параллельно ребру призмы $[2\bar{1}10]$ и параллельно ребру ромбоэдра $[2\bar{1}13]$.

Первый тип ориентировки кварцевых зерен в тектонитах (первая фигура на рис. 122) соответствует ориентировке по правилу Тренера. Так как в этом случае скользящие дифференциальные движения осуществляются по (0001), который располагается параллельно плоскости s (плоскость дифференциальных движений), совпадающей со сланцеватостью S ($s = S$), то естественно, что оптические оси зерен кварца совпадают с осью координат c . Это первый тип закономерной ориентировки зерен кварца, который был, как указывалось выше, открыт Тренером. $[2\bar{1}10]$ совпадает с осью a . После Тренера такой же тип ориентировки в кварцитах был обнаружен Зандером, Андреаттой, А. Хитанен.

Второй тип ориентировки кварца в тектонитах самый распространенный. Дифференциальные движения совершаются параллельно грани призмы, по правилу призмы, причем грани призмы располагаются параллельно плоскости сланцеватости ($s = S$), а оптические оси совпадают с направлением движения, с осью a . Первый и второй случаи соответствуют, таким образом, S -тектонитам, в которых плоскость дифференциальных движений s располагается параллельно ab . Но, кроме того, что второй тип ориентировки встречается самостоятельно в S -тектонитах, он нередко встречается совместно с поясовым расположением максимумов оптических осей, т. е. в сложных тектонитах.

Как показали наблюдения А. Хитанен над финляндскими кварцитами, второй тип ориентировки может возникать за счет реориентировки первого типа. Дифференциальные движения реориентируют зерна кварца, но сланцеватость при этом сохраняется.

Третий тип ориентировки встречается редко, необычен, и способы его возникновения истолковываются различными исследованиями по-разному. Зандер объясняет наличие двух максимумов следующим образом. Дифференциальные движения совершаются в данном случае не параллельно одной плоскости $s = ab$, а параллельно двум диагональным плоскостям $s_1 = (hol)$ и $s_2 = (ho\bar{l})$. Под влиянием дифференциальных движений грани призмы кварца располагались параллельно s_1 и s_2 , и

так как оптические оси совпадают с направлением движения, то этим и объясняется наличие двух максимумов оптических осей кварца.

В. Шмидт объясняет причину возникновения этого способа ориентировки иначе. Дифференциальные движения, по его мнению, осуще-

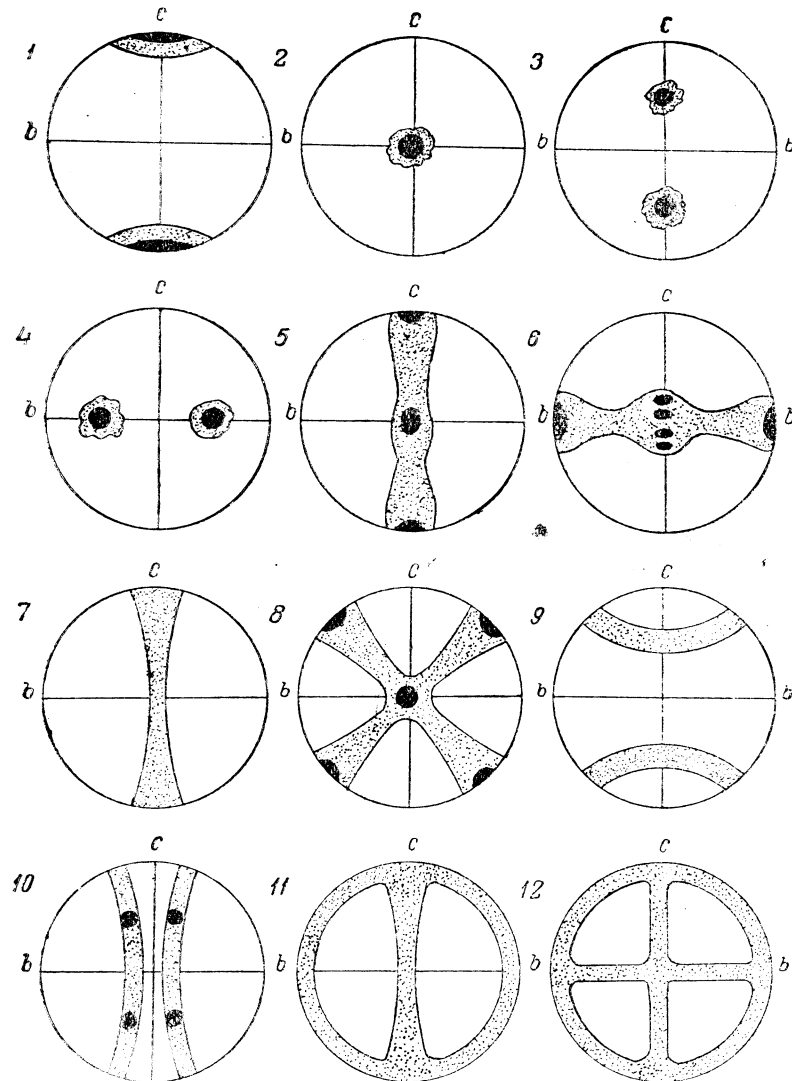


Рис. 122. Различные типы ориентировки зерен кварца в тектонитах.

ствлялись вдоль одной плоскости s , совпадающей с плоскостью ab , но в зернах кварца эти дифференциальные движения совершаются не по призме, а по разным направлениям. Строение кристаллической решетки у кварца позволяет предположить возможность дифференциальных движений не только в направлении, параллельном граням призмы. Третий тип ориентировки может возникнуть так. Плоскости $(2\bar{1}12)$ или $(11\bar{2}2)$ являются плоскостями, вдоль которых и осуще-

ствляются дифференциальные движения в кварце и которые в то же время располагаются вдоль единственной плоскости $s = ab$. Ось $[2\bar{1}13]$ совпадает с направлением движения по оси a . В результате таких движений кварц будет располагаться своими оптическими осями под углом к плоскости $s = ab$, вследствие чего и возникнут два максимума оптических осей, располагающиеся симметрично по отношению к плоскости дифференциальных движений $s = ab$.

Значение двух максимумов оптических осей можно объяснить еще и третьим способом. В кварце нередко наблюдаются двойники, срастающиеся по бипирамиде $(2\bar{1}12)$, двойники по японскому закону (рис. 123). В японских двойниках угол между оптическими осями двух индивидов равен $84^\circ 33'$, что соответствует углу между максимумами на ориентирной диаграмме на рис. 122. Если допустить такое объяснение, то реориентировку зерен кварца нужно объяснить таким образом. Дифференциальные движения осуществляются в плоскостях, параллельных $s = ab$. Пластические деформации зерен кварца сопровождаются двойникованием по плоскостям $(2\bar{1}12)$, располагающимся параллельно $s = ab$. Такой тип ориентировки наблюдается, по мнению Д. Корн (1932), в итаколумитах копей Герес.

Такой же способ ориентировки Б. Зандер в своей основной работе по структурному анализу (1930) отмечает в некоторых гранулитах Саксонии и А. Хитанен для кварцитов Финляндии.

Четвертый тип ориентировки возникает следующим образом. Дифференциальные движения в зернах кварца осуществляются по граням призмы и параллельно $s = ab$, но в направлении, не параллельном $[0001]$, как это имело место в первом типе, а в направлении оси $[2\bar{1}13]$. В результате такого направления движений по граням призмы оптические оси в различных зернах кварца будут располагаться симметрично по отношению к плоскости ac . Такой тип ориентировки наблюдался в финляндских кварцитах в Olostunturi, угол между максимумами оптических осей равен примерно 106° .

Пятый тип ориентировки впервые описан В. Шмидтом (1925) для парагнейсов Восточных Альп и может быть истолкован следующим образом. Максимум, совпадающий с осью a , возникает в результате дифференциальных движений в зернах кварца, осуществляющихся параллельно грани призмы в направлении оси $[0001]$. Одновременно с движениями, параллельными граням призмы, в зернах кварца происходили дифференциальные движения (скольжения), параллельные

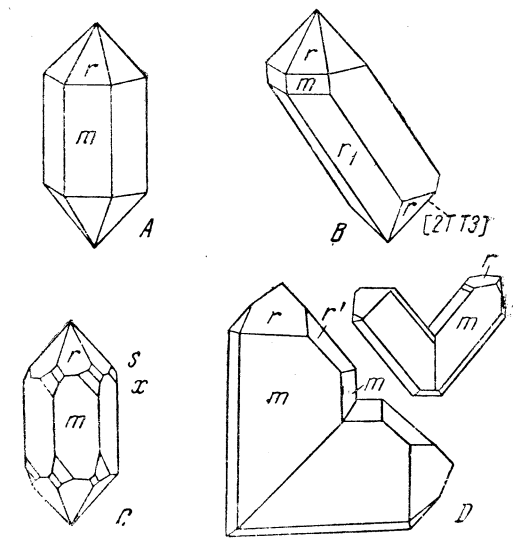


Рис. 123. Кристаллографические формы кварца:
 m $(10\bar{1}0)$ призма; r $(10\bar{1}1)$ ромбоэдр; r' $(01\bar{1}1)$ обратный ромбоэдр; s $(1\bar{1}21)$ бипирамида; x $(51\bar{6}1)$ трапецоэдр; D — японские двойники.

базопинакоиду, вследствие чего оптические оси совпадают с осью c . В этом случае поясовое строение на ориентирной диаграмме вовсе еще не означает каких-то вращательных движений вокруг оси b , поясовое строение возникло благодаря тому, что в зернах кварца дифференциальные движения осуществлялись параллельно одной и той же плоскости $s = ab$, но в одних зернах дифференциальные движения происходили в направлении, параллельном грани призмы, а в других — в направлении, параллельном базопинакоиду. Такой же тип ориентировки описал Филлипс в сланцах Моин в Шотландии (1937).

Шестой тип ориентировки кварцевых зерен в тектонитах впервые был описан В. Шмидтом (1925). Максимум, совпадающий с осью b , возникает в результате дифференциальных движений, совершающихся по призме параллельно ab . Направление дифференциальных движений совпадает с перпендикуляром к оптической оси. Одновременно с этим дифференциальные движения осуществляются вдоль кристаллографических граней из зоны призмы — базопинакоида, направление движений получается при пересечении граней зоны главной плоскостью (перпендикулярной к зоне). На гранях призмы это направление совпадает с направлением оптической оси, на гранях ромбоэдра направление движений образует угол с оптической осью. Дифференциальных движений параллельно базопинакоиду не происходит, потому что в этом случае мы имели бы максимумы, совпадающие с осью c .

Седьмой, очень широко распространенный тип ориентировки кварцевых зерен в тектонитах относится к R-тектонитам, по Зандеру. Оптические оси зерен кварца образуют пояс ac . Поясовое расположение оптических осей у кварца может возникнуть в результате вращения плоскости скользящих дифференциальных движений s около оси b . В соответствии с непостоянством положения плоскостей s , дифференциальные движения в зернах кварца, совершающиеся параллельно плоскости призмы, будут образовывать пояс около оси b , а оптические оси кварца образуют пояс ac . Такой тип ориентировки описан многими авторами из различных районов Германии, Америки, Австрии и Финляндии. В кварцитах Финляндии совместно с поясом оптических осей ac нередко наблюдается один или несколько резко очерченных максимумов.

Восьмой тип возникает благодаря тому, что дифференциальные движения в различных зернах кварца осуществляются всегда в плоскости $s = ab$, но в различных зернах эти движения совершаются в разных направлениях, или по призме, или по ромбоэдру r ($10\bar{1}1$). У зерен, в которых дифференциальные движения совершаются по призме и в направлении $[0001]$, оптические оси совпадают с осью a , в результате чего и появляется максимум в центре диаграммы. Максимумы, располагающиеся по диагоналям, возникли за счет тех зерен кварца, в которых дифференциальные движения совершались по ромбоэдру в направлении $2\bar{1}\bar{1}0$. Такие типы ориентировки описаны Зандером и Сахамой (1936). Этот тип ориентировки несколько напоминает пятый тип ориентировки. Общее между ними заключается в том, что, несмотря на сложное поясовое строение узора породы, мы имеем дело со сравнительно простыми ламинарными движениями, совершающимися параллельно одной плоскости $s = ab$.

Девятый тип ориентировки, по Зандеру, объясняется следующим образом. Этот тип ориентировки аналогичен третьему типу. Разница

заключается в том, что вместо строго очерченных максимумов на диаграмме мы имеем пояса. Эти пояса возникают или при помощи вращательных движений вокруг оси c , или же поясовое строение образовалось благодаря наличию системы диагональных плоскостей (hol) и (okl), вдоль которых одновременно происходили дифференциальные движения в направлении, параллельном граням призмы в зернах кварца.

Десятый тип ориентировки характеризуется наличием максимумов и наличием поясов. Четыре максимума оптических осей кварца Шмидт объясняет следующим образом. Дифференциальные движения осуществлялись в плоскости $s = ab$ и происходили в зернах кварца по плоскостям ромбоэдра r ($10\bar{1}1$) в направлении, параллельном $[2\bar{1}\bar{1}3]$. В восьмом типе ориентировки движения происходили в направлении $[2\bar{1}\bar{1}0]$, и поэтому максимумы расположились по периферии диаграммы, в этом же случае направление движения было иное, в результате чего и максимумы расположились внутри диаграммы. Наличие поясов около оси b указывает на вращательные движения, которые служили причиной интергранулярного вращения зерен кварца (вращения зерен, сопровождавшегося внешним трением). Таким образом, данный тип ориентировки возникает в результате сложных движений и характеризуется собой R-тектониты.

Одиннадцатый тип описан Зандером в его основной работе по структурному анализу (1930) и относится к сложным поясовым тектонитам $B \perp B'$. Пояс около оси b наблюдается очень часто (см. описание седьмого типа ориентировки). В данном случае наблюдается усложнение в том, что, кроме вращательных движений около оси b , наблюдаются вращательные движения около оси a , в результате которых происходят вращательные интергранулярные движения зерен кварца. В данном случае говорят о поперечном стрейне (о поперечных напряжениях). Такой тип ориентировки, кроме Зандера, наблюдали Фейрбейрн, В. Шмидт, А. Хитанен.

Наконец, двенадцатый тип характеризуется наличием трех пересекающихся поясов, осями которых являются оси координат a , b , c . Этот тип ориентировки встречается редко и наблюдался Рюгером в гнейсах Саксонии (1933). Возникновение такого типа ориентировки объясняется, очевидно, наличием трех взаимно перпендикулярных напряжений (стрейнов), возникающих при деформации.

Резюмируя имеющиеся данные о характере ориентировки кварцевых зерен в тектонитах, можно сделать такое заключение. Большое разнообразие типов ориентировки указывает на сложность и разнообразие ориентирующих процессов. При этом, как мы видели, некоторые ориентирующие процессы не имеют однозначного толкования. Ввиду того что кварц является одним из важнейших породобразующих минералов, в настоящее время продолжают исследования по изучению соотношений между деформацией кварца и его кристаллической структурой. Интересные результаты получены нашими советскими учеными проф. А. В. Шубниковым (1933), Г. Г. Леммлейном (1939), Е. В. Цинзерлинг (1932, 1933, 1940, 1941, 1948), которые продолжают свои исследования в Академии наук СССР. Следует отметить работы Григгса, Белла, Бургера, Фейрбейрна.

В одной из своих работ Фейрбейрн (1939) приводит данные по вопросу о деформации кварца, которые можно изобразить в виде таблицы (табл. 8). Деформированное кристаллическое тело, когда пре-

Таблица 8

Пластические деформации и разрывы в кварце
(по Фейрбейрну, 1939)

Тип деформации	Пространственное расположение в зависимости от структуры кристалла	Экспериментальные данные
Двойникование	Механизм не исследован	Дофинские двойники
Трансляции	t (направление движения) определяется пересечением граней ($m:r$) (см. рис. 125)	Экспериментально не изучены
Кливаж	r —наиболее хорошо развитый s —менее совершенный m —хуже, чем по r и s , линейный характер кливажа c —немного менее вероятный, чем по m a —немного менее вероятный, чем по c s и x —невероятный в качестве самостоятельного кливажа	r —наиболее хорошо развитый s —менее совершенный m и c хуже, чем по r и s , может быть, возникает вместо кливажа по r и s a , s и x возможен, но не может быть самостоятельным кливажем
Делимость	Механизм не исследован	Не изучена
Разрывы	Наиболее хорошие раковистые разрывы, перпендикулярные к поверхности призмы m	Наиболее хорошие раковистые разрывы, перпендикулярные m . Неориентированные разрывы

дел упругости превзойден, может реагировать на деформацию по-разному. В нем могут возникать или пластические деформации при помощи скольжения или в других случаях разрывы.

Первый тип деформаций возникает в результате движения между определенными слоями атомов в кристаллической решетке и не сопровождается нарушением сплошности в строении кристалла. Второго типа, наоборот, возникает в условиях, когда происходит нарушение кристаллической решетки посредством разрывов. В свою очередь пластические деформации при помощи скольжения осуществляются двумя различными способами. 1. При помощи двойников скольжения, т. е. таких скользящих дифференциальных движений, в результате которых возникает взаимно закономерная ориентировка двух соседних участков. Интенсивность и характер движений двух соседних частей (участков) регулируются определенными законами двойникования. 2. Другой тип скольжения можно назвать скольжением при помощи трансляции или трансляционным скольжением. Скольжение при помощи трансляции не сопровождается взаимно закономерным ориентированным расположением двух соседних участков, соседние участки будут иметь одинаковое строение. На интенсивность движения оказывает строгое влияние характер кристаллической структуры вещества.

Согласно Фейрбейрну, имеются три типа разрывов кристаллического вещества: разломы или разрывы, кливаж и делимость.

Если характер разрывов определяется и контролируется структурой кристаллического вещества, то такие разрывы следует относить к кливажу или делимости. Делимость—это разрывы вдоль двойникового шва, кливаж—разрывы, которые определяются некоторыми направлениями в кристаллическом веществе. Разломы—это такие нарушения кристаллической решетки, которые не контролируются закономерностями кристаллического строения вещества.

На рис. 124 схематически показано различие между скольжением при помощи трансляции и при помощи кливажа.

На основании данных о соотношении между характером деформации и кристаллической структурой в кварце, которыми мы располагаем к настоящему времени, можно сделать вывод, что этот вопрос, имеющий очень большое теоретическое и практическое значение, до сих пор разработан с далеко недостаточной полнотой.

Ориентировка кальцита

Наиболее легко пластические деформации в кальците происходят по плоскости ромбоэдра (0112), который обозначается буквой e . Трансляции по ромбоэдру e нередко сопровождаются и двойникованием по этим же плоскостям. Это происходит вследствие того, что параллельно этой плоскости упаковка атомов в кристаллической решетке кальцита наиболее плотная. Чтобы нагляднее изобразить положение в пространстве плоскостей e в кристаллах кальцита, обратимся к рис. 126. На рисунке в центре видно, что грань e образует небольшой угол с вертикальной кристаллографической осью [0001] и оптической осью, вследствие чего угол между перпендикуляром к грани e и вертикальной осью небольшой, приблизительно 23° . Этот ромбоэдр слегка напоминает такой же ромбоэдр у кварца, у которого, как и у кальцита, угол между оптической осью и перпендикуляром к граням ромбоэдра также небольшой, $20-23^\circ$. На рисунке слева изображен ромбоэдр кальцита с гранями r и двойниками по e .

Трансляции по плоскостям e совершаются не во всех направлениях по плоскости, а только по короткой диагонали этой плоскости, параллельно которой и располагаются линии скольжения. При деформации кальцитовых зерен плоскость e стремится совпасть с плоскостью или плоскостями s . В S-тектонитах короткая диагональ ромбоэдра совпадает с осью a .

Так как в кристаллах кальцита имеется несколько плоскостей e (три), то поэтому в различных зернах кальцита трансляции могут осуществляться по любой из этих плоскостей. Кальцит отличается от

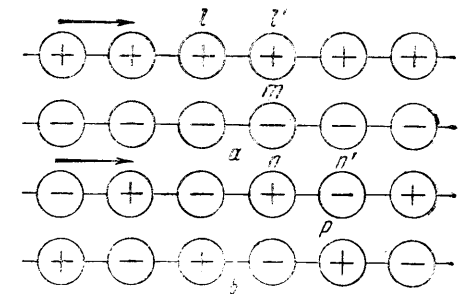


Рис. 124. a —иллюстрирует сущность трансляционного скольжения. Верхний слой положительных атомов передвинулся вправо, при этом l переместился и занял положение l' . Это перемещение не сопровождалось нарушением сплошности строения кристалла. b —иллюстрирует сущность кливажа. Верхний слой положительных и отрицательных атомов может передвинуться вправо по отношению к нижнему слою атомов. При перемещении атома n на такую же величину, как на верхнем рисунке, нарушится состояние равновесия, произойдет нарушение сплошности и возникнет разрыв (по Фейрбейрну).

кварца тем, что в нем в очень совершенной степени происходят пластические деформации. Деформации, сопровождающиеся образованием трещин разрыва, наблюдаются редко и существенного значения при возникновении ориентированных структур не имеют.

В S-тектонитах ориентировка ромбоэдра e определяется плоскостью $ab = s$. Чем более совершенно выражена ориентированная структура у зерен кальцита, тем более резко обособлен максимум перпендикуляров к плоскости e , совпадающий с осью c . Если же в S-тектонитах наносить перпендикуляры к e и оптические оси кальцита одновременно, то оказывается, что оптические оси не совпадают с осью c и образуют около последней пояс на расстоянии, примерно равном 23° . При этом в поясе нередко отчетливо выделяются два максимума оптических осей, которые располагаются симметрично по отношению к плоскости ac .

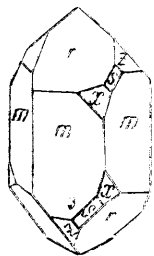


Рис. 125. Правый кристалл кварца, на котором обозначены грани, упоминаемые в таблице Фейрбейрва.

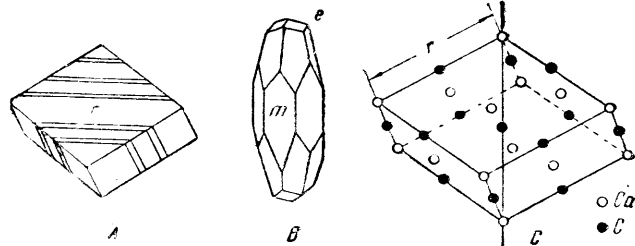


Рис. 126. Кристаллы кальцита. А—полисинтетические двойники по ромбоэдру e (0112). В—грани ромбоэдра в удлиненных кристаллах кальцита. С—структура кальцита по рентгенометрическим исследованиям.

Необходимо иметь в виду, что иногда непосредственно плоскостей спайности и трещинок по ромбоэдру e не заметно. В этих случаях положение максимумов плоскостей e мы можем установить косвенно по максимумам оптических осей.

Ориентировка слюды

Слюды очень чутко реагируют на ориентирующие процессы. Параллельно плоскости (или плоскостям) s располагается базопинакоид (001). В этом направлении в слюде, как известно, располагается совершенная спайность. В процессе механической деформации пластинки слюды вращаются до тех пор, пока не займут положения, параллельного плоскости s . Трансляции, совершающиеся в плоскости, параллельной спайности, служат нередко причиной тонкопленчатого строения пластинок слюды. (001) является единственной плоскостью трансляции в слюде.

В S-тектонитах ориентирная диаграмма по слюде имеет резко выраженный максимум, совпадающий с осью c . В В-тектонитах и R-тектонитах имеется пояс вокруг оси B . В сложных поясовых тектонитах имеются два или несколько пересекающихся поясов. В некоторых случаях наблюдаются так называемые поперечные слюды, пластинки которых располагаются не параллельно поверхностям s , а перпендикулярно к ним, что объясняется тем, что пластинки слюды,

до деформации занимавшие положение, перпендикулярное к s , оказываются в устойчивом положении.

Ориентировка полевых шпатов

Микроструктурный анализ до последнего времени имел дело только с кислыми плагиоклазами. (010), как правило, располагается параллельно плоскостям s , вдоль которых совершаются дифференциальные движения. При этом удлиненная ось кристаллов [100] располагается или параллельно оси a , или параллельно оси b . При рассмотрении первичных структур интрузивных пород с отчетливо выраженными первичными текстурами течения, представляющими собой тектониты плавления, мы видели, что пластинки полевого шпата, плоские параллельно (010), располагаются параллельно первичной полосатости, причем линии течения при наличии удлиненных по [100] пластинок полевых шпатов располагаются в направлении течения. Удлинение же линий течения, как мы видели, располагается или параллельно оси a , или параллельно оси b . Калиевый полевой шпат, как показали примеры структурного анализа Хибинского и Ловозерского плутонов, ведет себя так же, как и плагиоклаз, хотя в нем спайность по (010) выражена слабее по сравнению со спайностью по (001). Узкие таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата уплощены, имеют вид плоских таблиц, параллельных (010).

Ориентировка роговых обманок

Параллельно (100) кристаллы роговой обманки, как известно, имеют уплощенную форму, (100) делит пополам острый угол призматической спайности. В соответствии с этим (100) располагается обычно параллельно плоскости сланцеватости. Возможны два случая ориентировки третьей кристаллографической оси роговой обманки, располагающейся параллельно длинной оси кристаллов: она располагается или параллельно оси a , или параллельно оси b , в то время как (100) располагается параллельно плоскости ab .

Ориентировка пироксенов

Кристаллы пироксена, как правило, отличаются от длиннопризматических кристаллов роговой обманки короткопризматическим габитусом. Зандер приводит несколько примеров поведения пироксена в узорах пород. В общем пироксен изучен плохо.

Ориентировка эпидота

Кристаллы эпидота имеют удлиненную форму параллельно кристаллографической оси [010], которая располагается параллельно оси a или параллельно оси b . В плоскости s , вероятно, располагается или пинакоид, или призма. Подробно эпидот не изучался.

Ориентировка гипса

Спайность по [010] располагается в s . Вертикальная ось параллельна оси b .

Ориентировка флюорита

Спайность по октаэдру (111) располагается параллельно s . В заключение приводим таблицу (табл. 9) результатов наблюдений над ориентировкой различных минералов по Бургеру (1930). Эта

Ориентировка различных минералов, наблюдаемая при микроструктурном анализе горных пород и при экспериментальном изучении деформаций*

Минералы	Экспериментальные данные		Данные, полученные микроструктурным анализом				Тектониты			Нетектониты	
	Поверхности трансляции	Направленные трансляции	Параллельно поверхности скольжения ab	Параллельно оси a	Параллельно оси b	Параллельно оси c	Породы со структурами роста		Осадочные породы		
							Параллельно стенкам	Перпендикулярно стенкам		Параллельно поверхности отложения	
Кальцит . . .	(0112) $\neq e$		(0112)	[0001]			[0001]	[0001]	[0001]		
Слюда . . .	(001)	[100] [110]	(001)								(001)
Кварц . . .			Пологий ромбоэдр (2112) (1011) (0001)**	[0001] [2113] [2110]							
Полевые шпаты . . .			(010) (010) (001) (100) (100)	[001] [100] [100] [001] [010]			[100] [001] [010] [100] [001]				
Амфиболы . . .			(110) и (110) (100)	[001]			[001]				
Турмалин . . .											
Флюорит . . .	(001)	[110]	(111)	[110]			[0001]				
Гипс . . .	(010)	[001]	(010)								
Кианит . . .			(100)								
Оливин . . .			(010)								

* Таблица составлена Бургером (1930).

** По данным А. Хитанен (1938).

таблица должна быть дополнена в части сведений, касающихся кварца. За последние годы изучение кварца, как мы видели, продвинулось вперед; более подробно было сказано об этом при описании ориентировки кварца.

Глава VIII

ПРИМЕРЫ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Для того чтобы иметь представление о практическом применении методики микроструктурного анализа при разрешении различных геологических проблем, очевидно, необходимо привести несколько конкретных примеров. Ниже приводятся различные примеры микроструктурного анализа.

ЗЕРКАЛА СКОЛЬЖЕНИЯ, КАЖУЩИЕСЯ ЗЕРКАЛА И МИЛОНИТЫ СКОЛЬЖЕНИЯ

Обычно принято думать, что борозды или штрихи скольжения располагаются в направлении движений, при помощи которых зеркала скольжения и возникли. Микроструктурный анализ показал, что борозды располагаются или поперек направления движения—поперечные борозды $R_1 = b$, или вдоль направления движения—продольные борозды $R_2 = a$ (риллунг).

Различают настоящие и кажущиеся зеркала скольжения. Борозды в настоящих зеркалах скольжения располагаются вдоль направления движения (продольные борозды R_2), на кажущихся зеркалах скольжения борозды имеют цилиндрическую форму и располагаются поперек направления движения (поперечные борозды R_1).

Когда встречаются поперечные борозды скольжения, микроструктурный анализ обнаруживает R -тектонитовое, поясовое строение. В этом случае ось R , располагающаяся перпендикулярно поясовому строению, в то же самое время перпендикулярна плоскости симметрии узора. В данном случае борозды скольжения (поперечные) возникли в результате вращательных движений вокруг оси R при скольжении вдоль системы плоскостей (зеркал) скольжения в направлении, перпендикулярном бороздам скольжения.

Вращательные движения возникли вследствие неровностей поверхности скольжения. В настоящих же зеркалах скольжения R -поясовое строение отсутствует, так как они и по характеру движений и по узору принадлежат к S -тектонитам.

Параллельные (продольные) и поперечные борозды скольжения отличаются очень часто по характеру поверхности. Если провести рукой вдоль параллельных борозд скольжения по поверхности настоящего зеркала, то в одном направлении поверхность зеркала будет гладкой, а в противоположном направлении—шероховатой. Если же проделать ту же манипуляцию с кажущимся зеркалом скольжения с поперечными бороздами скольжения, то зеркала скольжения во всех направлениях будут гладкими.

К сожалению, настоящие зеркала скольжения не всегда обладают типичной для них шероховатостью, и поэтому по внешнему виду отличить настоящее зеркало скольжения от кажущегося зеркала скольжения не всегда возможно.

Между зеркалами скольжения во многих случаях заключены прослой милонитов, которые иногда столь тонки, что их можно обнару-

жить только под микроскопом. Милониты могут быть с послекристаллизационной, паракристаллизационной и докристаллизационной деформацией отдельных минералов. При наличии частично докристаллизационной, частично послекристаллизационной деформации зерен милониты относятся к бластомилонитам.

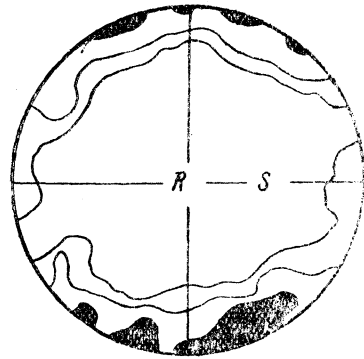


Рис. 127. Ложное зеркало скольжения в докристаллизационном милоните.

R—борозды, S—среднее положение следа зеркала скольжения. 140 пластинок биотита (8—4)—2—1—0 (по Зандеру)

Примером микроструктурного анализа милонита может служить милонит в гранитах мелибокус, представляющий собой докристаллизационно деформированные кварцевые милониты. Тонкие слои милонита содержат иногда несерцитизированную брекчию трения из олигоклаза, сцементированного альбитом. Наряду с деформированными пластинками биотита в граните имеются новообразования пластинок биотита. Эти пластинки биотита и новообразования иголок роговой обманки, а также тонкие иголки роговой обманки или эпидота располагаются параллельно R.

На диаграмме (рис. 127) имеются отчетливые уплотнения, очень похожие на поясовое строение R-тектонитов. В сечении, перпендикулярном R, неполнопоясовое строение неоднородно по плотности, что указывает на то, что ориентировка слюды объясняется волнообразными движениями вдоль зеркал. Кроме слюды, было изучено поведение кварца. В шлифе, параллельном поверхности зеркала скольжения (параллельно *ab*), видно, что перпендикулярно R располагаются: 1) удлиненные зерна кварца, 2) оптические оси кварца; частые поперечные трещинки (*ac*), обозначенные на рис. 128 линиями, перпендикулярными бороздам R. Параллельно R располагаются редкие зигзагообразные трещинки. Для таких милонитов типично удлинение зерен, перпендикулярное R, расположение оптической оси зерен вдоль удлинения их.

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ГРАНУЛИТОВ

Гранулиты имеют резко выраженную удлиненную форму зерен. На рис. 129 изображена структура гранулитов. Кроме крупных плоских зерен кварца (типичные гранулитовые кварцы), имеются мелкие зерна,

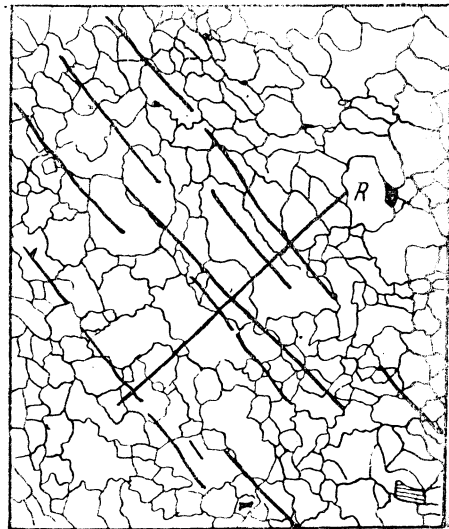


Рис. 128. Ложные зеркала скольжения в мелибокус-гранитах.

R—ось вращения, совпадающая с осью *b*. Зерна кварца, из которых главным образом и состоит зеркало, удлинены в направлении R. В этом же направлении проходят резкие трещины разрыва (по Зандеру).

цементирующие более крупные плоские зерна. Кроме того, нередко наблюдаются трещинки (*hol*) и (*okl*) и более редкие трещинки разрыва *ac*. Гранулиты являются прекрасным примером, объясняющим природу тектонических процессов, при помощи которых происходит сплющивание (уплощение) зерен кварца. С другой стороны, благодаря удлиненной форме минералов в гранулитах особенно хорошо удается проследить, что ориентировка зерен по строению не зависит от формы зерен. Рассмотрим несколько ориентирных диаграмм гранулитов. На рис. 130, A изображен узор, на котором оптические оси кварца лежат в плоскости *ab* и располагаются параллельно *a*. Таким образом, этот узор указывает на природу S-тектонита. В соответствии с этим оптические оси кварца располагаются параллельно удлинению зерен.

Но приведенный пример вовсе не характерен для всех гранулитов. На рис. 130, B изображен узор гранулита, в котором оптические оси уже не располагаются параллельно удлинению гранулитовых зерен, а образуют два максимума, симметрично расположенных по отношению к оси *a*. Шлиф был сделан $\parallel bc$, причем измерялись сначала отдельные типичные гранулитовые зерна и затем зерна кварца основной ткани; при этом оказалось, что обе диаграммы имеют совершенно одинаковый вид. На рис. 130, B изображены совместные результаты замеров оптических осей всех зерен кварца. На основании одинакового строения диаграмм можно сделать заключение, что ориентирующий процесс и в тех и в других зернах кварца был одинаковый. Диаграмма на рис. 130, A говорит о том, что в породе существовала одна плоскость скалывания, параллельная $ab = S$, в которой совершались дифференциальные движения при деформации, в результате чего и возник максимум оптических осей кварца на диаграмме. На диаграмме B имеются две системы эквивалентных плоскостей скалывания (*hol*) и (\bar{hol}), расположенные симметрично по отношению к плоскости *ab*. Дифференциальные движения совершались в направлении, параллельном плоскостям (*hol*) и (\bar{hol}), вследствие чего оптические оси располагаются в направлении движения в этих плоскостях, так как движения в кварце осуществляются параллельно граням призмы.

Правильность такого заключения особенно наглядной становится при сопоставлении результатов микроструктурного анализа зерен

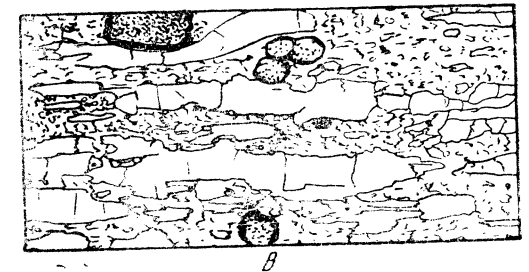
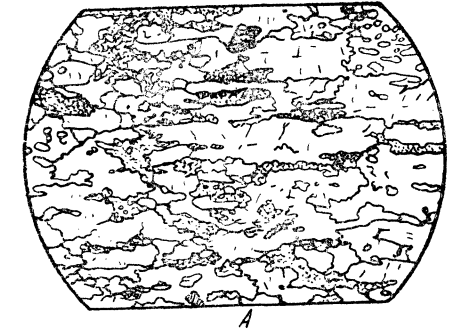
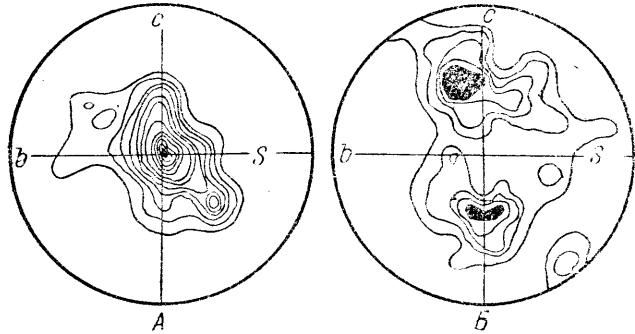


Рис. 129. A — таблитчатые кристаллы кварца в гранулите Финляндской Лапландии. Основная ткань состоит из кварца и полевого шпата и редких зерен граната и силлиманита. B — саксонский гранулит. Шлиф $b \times 54$.

кварца, пластинок биотита и системы мелких трещинок, которые наблюдаются при микроскопическом изучении. На диаграмме рис. 131, А нанесены оптические оси сильно удлинённых зерен кварца. Зерна расщеплены системой тонких трещинок (*okl*), количество которых нередко достигает 5—10 в одном зерне. На диаграмме рис. 131, Б изображены по-



130. Микроструктура гранулитов.

А—плоскость $ab=s$ соответствует макроскопически отчетливо видимой сланцеватости благодаря таблитчатой форме зерен кварца и пластинок слюды. 158 осей кварца >20—18—16—14—12—10—8—6—5—4—3—2—1—0. Саксонский гранулит. Б—плоскость $ab=s$ выражена столь же хорошо, как и в первом случае. Ориентировка крупных гранулитовых таблитчатых зерен кварца и мелких зерен кварца основной ткани одинаковая. 197 осей кварца >5—4—3—2—1—0. Саксонский гранулит.

люсы трещинок. Кроме этих трещинок, наблюдаются трещинки разрыва (*ac*). Листочки слюды не располагаются в плоскости $ab=S$, а от-

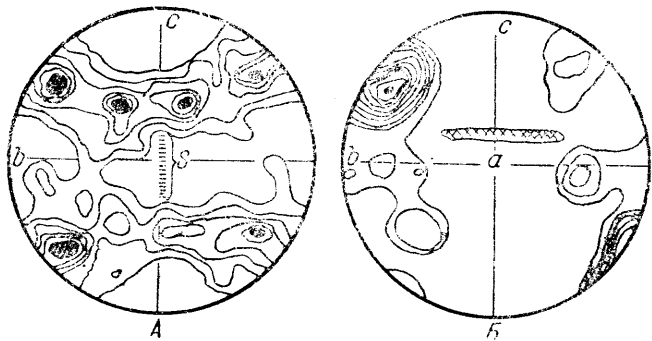


Рис. 131. Ориентирные диаграммы саксонского гранулита.

А—284 оптических оси у зерен кварца. Изолинии > 5—4—3—2—1— $\frac{1}{2}$ —0. Серия плоскостей ($hol=s$) нанесена штришками в центре диаграммы. В удлинённых (гранулитовых) зернах кварца трещинки (*okl*) и (*ac*). Б—тот же шлиф. 75 нормалей к плоскостям (*okl*), пересекающим гранулитовые зерна кварца вне зависимости от оптической ориентировки последних.

клоняются до 15° в ту и другую сторону, что обозначено на рис. 131, А параллельными штришками и буквой *S*. Кроме кварца и слюды, в породе имеется гранат, заключающий зерна кварца. Захваченные мелкие зерна кварца пересекаются трещинками (*okl*); эти же трещинки пересекают и внутренние части зерен граната; по периферии зерен граната такие трещинки отсутствуют. Наличие трещинок (*okl*) во включениях кварца и одновременно в соседних участках граната указывает на паракристаллизационную деформацию, т. е. образование трещинок происходило одновременно с кристаллизацией. При сопоставле-

нии ориентирных диаграмм на рис. 131, А и 131, Б видно совпадение максимумов оптических осей зерен кварца с полюсами трещинок. На основании особенностей узора этих пород можно сделать такое заключение. Причины несовпадения максимумов оптических осей с удлинением плоских зерен кварца заключаются в следующем. Сильно удлинённая форма зерен кварца возникла в результате скольжения по плоскостям скальвания (*okl*). Дифференциальные движения вдоль этих плоскостей были незначительными, и непосредственных следов этих скольжений не видно. Трещинки, наблюдаемые в зернах (рис. 131, Б), представляют последние следы деформации, большинство же трещинок, возникших раньше, были впоследствии залечены. Большое количество таких трещинок указывает на то, что в процессе деформации таких трещинок было очень много и дифференциальные движения по ним были незначительными. Все же в результате совокупного действия по всем этим плоскостям произошло изменение формы зерен, сплющивание удлинённых зерен кварца. Одновременно происходившая перекристаллизация регулировалась теми же дифференциальными движениями, которые и послужили причиной закономерного расположения

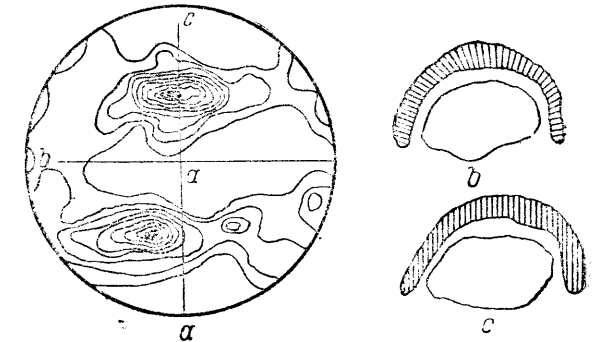


Рис. 132. Саксонский гранулит. 380 зерен кварца. Удлинение гранулитовых зерен параллельно ab , в них трещинки *ac*. Сильно изогнутые зерна (*c*) кварца монокристалла а также изогнутые агрегаты зерен кварца (*b*) не деформированы. На ориентирной диаграмме изолинии > 10—8—6—5—4—3—2—1— $\frac{1}{2}$ —0.

оптических осей как в удлинённых и сплюснутых зернах, так и в мелких зернах, возникших при перекристаллизации.

Если обратить внимание на симметрию узоров гранулитов, то она нередко оказывается ромбической. Сплющивание приводит к возникновению ромбической симметрии, потому что при интенсивном давлении частицы вследствие сплющивания раздвигаются в стороны, с одинаковой скоростью в разных направлениях.

На диаграмме рис. 132 изображено строение саксонского гранулита в сечении, перпендикулярном *a*. Зерна кварца разбиты трещинками *ac*. Любопытно, что некоторые зерна кварца плавно огибают зерна граната, но в кварце при этом никаких следов скольжения с изгибом не обнаружено. Зерна оптически однородны (рис. 132, б, с). Такое плавное изгибание представляет результат докристаллизационной деформации, т. е. зерна перекристаллизованы после трансляции.

Максимумы на диаграмме следует толковать как отражение дифференциальных скольжений вдоль системы плоскостей (*hol*). Можно было бы допустить, что эти поверхности возникли в результате двойникования вдоль плоскостей под углом 37° к оси $[0001]$ у кварца, в пользу чего как бы говорит примерное постоянство углов между максимумами такого рода (от 70 до 75°). Но против такого предположения можно возразить следующим образом. Предположение о возможности такого двойникования заставляет допустить наличие ромбических плоскостей в кварце, вдоль которых происходило сра-

стание двойников кварца, но наличие таких ромбических плоскостей в кварце до настоящего времени не доказано.

Таким образом факторами, контролирующими сплющивание, будут следующие:

1. Расположение оптических осей в плоскостях (*hol*).
2. Удлинение зерен в плоскости *ab*, параллельной *s*.
3. Нередко наблюдающаяся ромбическая симметрия с поверхностями симметрии *ac*, *ab*, *bc*.
4. Зерна обнаруживают трещинки (*hol*) и (*okl*).
5. Слюда при таком строении располагается не параллельно *s* (*ab*), а изгибается вокруг $B \parallel b$, что указывает на сложное строение гранулитов и на участие вращательных движений в деформации этих пород.

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ КАРАНДАШНЫХ ГНЕЙСОВ

На рис. 133 схематически изображена текстура карандашных (стебельчатых) гнейсов. При ударе молотком откалываются столбчатые

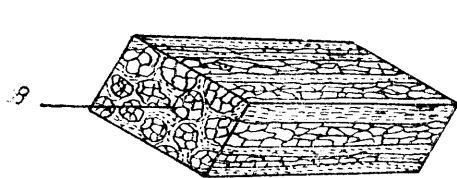


Рис. 133. Схематическая зарисовка текстуры карандашных гнейсов. Обращает внимание стебельчатая форма развития скопленений зерен кварца (по Кюпф).

„карандаши“, имеющие 3—2,5 см в поперечнике. Благодаря такой делимости в карандашных гнейсах хорошо устанавливается направление линейности, параллельное длинной оси карандашей ($\parallel b$). Отдельные зерна кварца, слагающие такие карандаши, вытянуты вдоль осей карандашей, состоящих из скопленений таких зерен кварца.

Поперек длинной оси карандашей располагаются поперечные трещинки (*ac*).

На ориентирной диаграмме (рис. 134) изображено строение типичного узора карандашного гнейса. Ось *b* совпадает с макроскопически видимым направлением удлинения отдельных карандашей. Наблюдается система поверхностей (*okl*), которые образуют пояс вокруг оси *a*.

Зандер объяснял комбинацию В-поясового строения с двумя максимумами (*okl*) в некоторых такого типа карандашных гнейсах комбинацией вращения вокруг оси *b* и одновременного сплющивания вдоль поверхностей (*okl*). В-поясовое строение обнаруживает влияние внешнего вращения и указывает на то, что материал растягивается в направлении *b*, что подтверждает открытие трещины *ac*.

Микроструктурный анализ гранулитов и карандашных гнейсов может служить примером, блестяще подтвердившим правильность

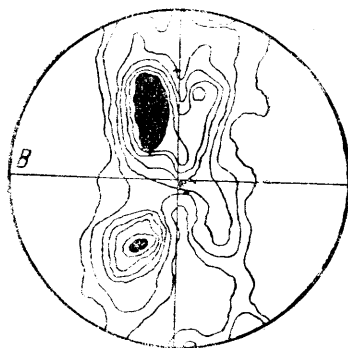


Рис. 134. Ориентировка стебельчатых зерен кварца в карандашном гнейсе, удлинение зерен параллельно *b*. Изолинии [(12-) - 5 - 4 - 3 - 2 - 1 - 1/2 - 0]. Сборная диаграмма по Зандеру. Саксонские карандашные гнейсы.

положений теоретического анализа деформаций горных пород Г. Ф. Беккера, а именно: деформация может осуществляться при помощи дифференциальных скольжений вдоль круговых сечений эллипсоида деформации, которые резко не совпадают с удлинением реориентированных и деформированных зерен породы.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СИГАРООБРАЗНОЙ ФОРМЫ ГАЛЕК В КОНГЛОМЕРАТАХ

Распознавание такого строения, при котором поверхности скольжения (*okl*) и поперечные трещины *ac* генетически связаны с удлинением в направлении оси *b*, имеет очень важное значение в тектоническом анализе. Часто говорят об удлинении материала при складчатости. Это утверждение может быть правильным и неправильным в различных случаях и всегда требует доказательств, которые может дать микроструктурный анализ. Необходимо обратить внимание, что направление движения и растяжение — понятия различные и что направление движения и направление растяжения в отдельных частных случаях могут совпадать или не совпадать.

Примером сказанному могут служить сигарообразные гальки в конгломерате, возникновение удлиненной формы которых может произойти тремя различными способами, а именно:

1. При помощи скольжения с дифференциальными перемещениями вдоль системы поверхностей, параллельных *ab*, с удлинением вдоль оси *a*. Направление движения и удлинение (растяжение) галек совпадают.

2. В результате сплющивания при более или менее стационарном давлении, обусловившем односторонний транспорт. Скользящие дифференциальные движения происходят вдоль поверхностей (*hok*), удлинение галек перпендикулярно к направлению давления.

3. В результате вращательных движений вперед, вокруг оси *b* и удлинения в направлении, перпендикулярном движению. Удлинение галек перпендикулярно направлению движения.

СЛАНЦЕВАТОСТЬ

Вопрос о генезисе сланцеватости всегда пользовался большим вниманием геологов, по этому поводу не раз возникали споры. Согласно существовавшему до микроструктурных исследований мнению, сланцеватость характеризуется параллельным расположением гетерометрических минералов, и вопрос о генезисе сланцеватости сводился к разрешению вопроса о способах, при помощи которых такая ориентировка возникает.

Д. Джонстон и П. Ниггли (1913) для изучения вопроса поставили специальные экспериментальные работы, которые дали очень интересные и важные выводы, тем более что правильность этих выводов была подтверждена термодинамическими расчетами. Для того чтобы решить вопрос о том, как происходит кристаллизация под влиянием одностороннего давления, стресса, как правильно указывают Джонстон и Ниггли, прежде всего необходимо разрешить вопрос, какое влияние оказывают на кристаллизацию ориентированное давление (стресс) и гидростатическое давление. Одна из очень важных заслуг исследования Джонстона и Ниггли заключается в том, что они обратили внимание на эту сторону вопроса. Оказывается, что влияние гидро-

статического давления на кристаллизацию прямо противоположно влиянию одностороннего давления, так как при увеличении гидростатического давления температура плавления минералов повышается, в то время как при одностороннем давлении температура плавления минералов понижается. Впоследствии это положение, основанное на термодинамическом анализе, неоднократно подтверждалось различными опытами по экспериментальному изучению деформаций горных пород.

По мнению Джонстона и Ниггли, кристаллизационная сланцеватость возникает, главным образом, вследствие резко различного влияния гидростатического и одностороннего давления на кристаллизацию. При деформации горных пород под влиянием интенсивного одностороннего давления происходит следующее. Сначала боковое давление приводит к механической деформации—раздроблению, чем при известных условиях и может ограничиться тектонический процесс. Если же процесс происходит на глубине, в условиях повышенной температуры, то интенсивное одностороннее давление, понижая температуру плавления минералов, может привести к тому, что в местах наиболее интенсивного воздействия одностороннего давления на породу часть того или иного минерала может переплавиться. Так как одностороннее давление будет проявляться вследствие неоднородности породы неоднородно, то переплавлению будет подвергаться не весь минерал, а лишь части минералов, располагающиеся в поле интенсивного проявления стресса. Как только под влиянием ориентированного давления, понижающего температуру плавления, часть минерала расплавится, возникнет капля жидкости. Но жидкость подчиняется законам гидростатического давления, одностороннее давление внутри капли перейдет в гидростатическое, и вследствие того, что эквивалентное одностороннему давлению гидростатическое давление будет действовать в прямо противоположном направлении, т. е. будет повышать температуру плавления, то возникшая капля жидкости тотчас после того, как она возникла, затвердеет. Но прежде чем она успеет затвердеть, она примет вытянутую форму в том направлении, в каком ей легче всего это сделать, т. е. в направлении, перпендикулярном одностороннему давлению. Таким образом, соотношения между односторонним и гидростатическим давлением указывают на то, что при перекристаллизации переплавления породы целиком не происходит, объем возникающей под влиянием одностороннего давления жидкой фазы бесконечно мал, так как возникающие капельки жидкости, как только они возникнут, тотчас же затвердеют, порода же в целом все время остается твердой.

Механически деформированный кристалл растворяется, в то время как недеформированный в одинаковом растворе растет. Длительность геологических процессов служит причиной того, что вся порода оказывается в конце концов перекристаллизованной. Такой способ кристаллизации носит название кристаллизации согласно принципу Рике.

После ознакомления с основами микроструктурного анализа резко бросается в глаза односторонность исследований Джонстона и Ниггли; все внимание было обращено на перекристаллизацию, деформация же представлялась абстрактно. Микроструктурный анализ показал все разнообразие превращений, которые испытывает порода при деформации, а также в каком соотношении находятся процессы деформации и процессы перекристаллизации. Исследования Джонстона и Ниггли и до сих пор не потеряли своего значения, но микрострук-

турный анализ ввел многие коррективы к выводам этих авторов. Так, например, обращает внимание следующее обстоятельство. Согласно принципу Рике, можно объяснить возникновение мелкозернистых агрегатов минералов за счет более крупнозернистых минералов, существовавших до перекристаллизации. На самом же деле при перекристаллизации нередко наблюдается увеличение размера зерен. Точно так же непонятным становится появление порфиробластов и в особенности нередко наблюдающееся переотложение вещества на одну или несколько граней у вновь растущих кристаллов.

По мнению Ринне и Буке (1908), неравномернозернистые бластические (порфиробластические) структуры в метаморфических породах возникают в результате так называемой собирательной кристаллизации. Зерна одного и того же минерала, различные по величине, представляют весьма чувствительную систему, внутри которой незначительные причины могут привести к растворению одних зерен и отложению растворенного вещества на других зернах. Давление, связанное поверхностному натяжению, пропорционально кривизне поверхности зерна, которая всегда тем больше, чем мельче зерно. Поэтому мелкие зерна находятся под большим давлением, которое увеличивает растворимость. Вследствие этого мелкие зерна растворяются, а крупные, наоборот, растут за счет отложения растворенного вещества.

Но одна собирательная кристаллизация не в состоянии объяснить причины возникновения разнообразных строго закономерных узоров в горных породах. В частности, совершенно непонятными становятся причины появления „поперечных“ слюд, роговых обманок и других минералов, располагающихся под прямым или косым углом к сланцеватости.

В противовес господствующему мнению, Г. Ф. Беккер, задолго до исследований Джонстона и Ниггли, на основании анализа пластических деформаций предложил другое объяснение причин возникновения сланцеватости горных пород. Прежде всего он указал, что сланцеватость проявляется не только в гетерогенных породах, но может возникнуть, как показал Добрэ, даже в изотропном и однородном веществе, как, например, в стекле. Возникновение сланцеватости в процессе деформации горных пород генетически связано с дифференциальными движениями по круговым сечениям эллипсоида деформаций, скальвание имеет исключительное значение. По мнению Беккера, сланцеватость (кливаж) развивается наиболее совершенно, если внешнее усилие длительно не изменяет своего направления, так как в этом случае сопротивления, обусловленные вязкостью материала, не играют существенной роли. В случае деформации с вращением существуют две системы плоскостей максимального скольжения, которые пересекаются в оси вращения. Эти плоскости максимального скольжения только в первый момент деформации совпадают с круговыми сечениями эллипсоида. В процессе деформации эти плоскости поворачиваются, при этом обе системы этих плоскостей вращаются с различной скоростью. Обычно одна система обладает большей скоростью, чем другая. При этом в плоскостях, которые вращаются быстрее, внутреннее трение увеличивает прочность материала. Время, в течение которого осуществляются дифференциальные движения вдоль этой плоскости, оказывается недостаточным для достижения заметной амплитуды скольжения, и если не образуется трещин, то эффект, обусловленный этой системой, очень мал.

В то же время в другой, более медленно вращающейся системе плоскостей вязкие сдвиги не играют существенной роли, тело может деформироваться посредством течения, и вдоль этих плоскостей возникнет сланцеватость. Энергия, выделяющаяся на плоскостях скольжения, в одних случаях производит, а в других не производит изменения в минералогическом составе деформированной породы.

Зандер, на основании многочисленных данных микроструктурного анализа сланцеватых пород, пришел к выводу, что ни одно из объяснений, существовавших до микроструктурного анализа, не разрешает полностью проблемы сланцеватости. Кроме того, оказалось, что само понятие сланцеватость страдает неопределенностью. Пришлось дать определение понятия сланцеватости, которое, по мнению Зандера, должно означать следующее: сланцеватость — это плоско-параллельная или линейно-параллельная микроструктура, возникшая при ламинарном движении в процессе образования или изменения породы. Таким образом Зандер отступает от общепринятого определения сланцеватости как текстурного признака и вкладывает в этот термин новое понятие о микроструктуре породы, возникающей при определенном характере ламинарного движения. В тех же случаях, когда речь идет о сланцеватой текстуре, по предложению Зандера следует употреблять выражение „плоскость S “, т. е. поверхность плоско-параллельной текстуры.

Плоско-параллельные текстуры возникают вследствие механической деформации при помощи дифференциальных движений, при этом безразлично, будет ли исходная порода изотропной или анизотропной. В случае, если это будет анизотропная порода, то анизотропия оказывает существенное влияние на характер вновь возникающей анизотропии. На основании анализа Беккера установлено, что плоскости дифференциальных движений есть круговые сечения эллипсоида деформаций, которые в случаях, когда не происходит постепенного вращения этих сечений, образуют угол между собой от 90° до 180° . В последнем случае оба круговые сечения могут совпадать с плоскостью AB эллипсоида деформаций.

Под каким углом к внешним сжимающим усилиям возникнет сланцеватость — зависит от того, параллельно каким плоскостям происходят дифференциальные движения в породе. На примере S -тектонитов мы видели, что дифференциальные движения совершались параллельно плоскости $S \parallel AB$, а на примере гранулитов мы видели, что плоско-параллельная текстура возникла при помощи дифференциальных движений по плоскостям (hol). В карандашных гнейсах движения эти еще сложнее и состоят из вращательных движений и скользящих движений вдоль двух, а иногда и нескольких систем плоскостей. При помощи микроструктурного анализа удалось не только разобраться в сложной связи между S -плоско-параллельной текстурой и системой плоскостей скольжения s_1, s_2, s_3 и т. д., но и убедиться, какие дифференциальные движения совершаются вдоль каждой из этих систем. Плоскости (okl) представляют обычно пару сопряженных плоскостей (okl) и ($o\bar{k}l$), так же как плоскости (hol) и ($\bar{h}ol$). Односистемное скольжение представляет более редкий случай, чем скольжение по двум или нескольким системам плоскостей. При наличии одной видимой плоскости скаль-

вания эта плоскость нередко является плоскостью симметрии двух плоскостей скальвания. В этих случаях она, по существу, уже не является одной единственной плоскостью скальвания в односистемной структуре, а представляет собой только среднюю, компромиссную плоскость скальвания. Подлинное односистемное скольжение представляет более редкий случай, чем скольжение по двум неравноценным системам плоскостей.

По мнению В. Шмидта, причина односистемности плоскостей скальвания заключается в том, что только та система плоскостей становится заметной, движение по которой встречает меньшее сопротивление.

То, что понималось под сланцеватостью раньше, по существу представляет собою отражение плоскостей s при помощи ориентировки минералов по форме. Микроструктурный анализ показал, что вдоль плоскостей s происходит как ориентировка по форме, так и ориентировка по строению зерен, причем случаи ориентировки по строению встречаются чаще.

Ориентировка по форме может возникнуть при образовании породы во время отложения минералов из подвижной или неподвижной среды, а также в твердой породе в результате роста минералов в анизотропной обстановке или в результате механической деформации. На примере гранулитов было видно, что ориентировка по форме может не совпадать с ориентировкой по строению.

Плоскости S могут возникнуть различными способами. Микроструктурный анализ показал, что плоскости S образуются одним из следующих способов:

1. В результате отложения: а) из неподвижной среды и б) из движущейся среды.
2. В результате роста зерен.
3. В результате механической деформации: а) в плоскостях скальвания вследствие дифференциальных скольжений; б) в плоскости AB эллипсоида деформаций в пластических породах или в твердых (хрупких) породах, деформирующихся при помощи разрывов.
4. В результате наследования посредством кристаллизации ранее возникших плоскостей S (подражательная, миметическая кристаллизация).
5. В результате залечивания трещин разрыва.

На русском языке имеется работа А. В. Пэка, посвященная вопросу о механизме возникновения сланцеватости (1940).

РАЗРЕШЕНИЕ ВОПРОСОВ СТРАТИГРАФИИ ПРИ ПОМОЩИ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Филлипс (1939) применил микроструктурный анализ для разрешения стратиграфических вопросов при изучении метаморфических толщ на острове Скай в Шотландии.

На небольшом участке площадью в 11×4 км в районе Слит встречаются слабо метаморфизованные осадочные породы серии Тарскавейг. Три сброса пересекают район и образуют синклиналь, простирающийся в северо-восточном направлении. Большую часть участка слагают грубозернистые песчаники. Размер зерен песчаников варьирует. Под микроскопом зерна кварца частично деформированы и перекристаллизованы и местами катаклазированы, хотя первоначальный кластический характер зерен всегда заметен отчетливо. Песчаники

аркозовые. При деформации происходит серицитизация пород. Агрегаты мелких чешуек серицита волнообразно изгибаются вокруг округлых линзочек кварца и более крупных зерен полевого шпата. Около левизианских гнейсов и сбросов песчаники милонитизированы и превращены в породы, похожие на сланцы.

С песчаниками переслаиваются филлитовидные сланцы. В некоторых местах в сланцах наблюдаются гранат и биотит.

В этом же районе в нескольких местах встречаются метаморфические породы серии Моин-сланцев и, кроме того, довольно широко распространены так называемые торридонские песчаники и сланцы, так же как и породы двух упомянутых серий, подвергшиеся метаморфизму.

Все три свиты пород относятся к протерозою. Вопросы о стратиграфическом взаимоотношении этих трех серий пород окончательно до сих пор не разрешены. Моин-сланцы считаются более древними по сравнению с торридонскими песчаниками и сланцами. Стратиграфическое положение серии Тарскавейг неясно; по мнению одних, она является членом Моин-сланцев, по мнению других, членом торридонских песчаников и сланцев. Попытки разрешить спор при помощи детального петрографического изучения пород не дали положительных результатов.

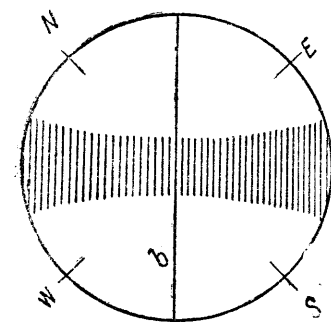


Рис. 135. Схематическая ориентирная диаграмма R-поясового строения пород серии Тарскавейг (по Филлипсу).

Для микроструктурного анализа Филлипсом были использованы зерна кварца и чешуйки слюды.

В породах Тарскавейг-серии узоры по слюде обнаруживают поясовое строение, что указывает на R-тектонитовую природу их. Схематически поясовое R-тектонитовое строение ориентирных диаграмм, составленных по слюде, изображено на рис. 135.

Поясовое строение указывает на то, что плоскость дифференциальных движений при формировании меняла свое положение, вращалась вокруг оси *b*. Ось *b* располагается в этой плоскости северо-восточного простирания. С этим направлением совпадают сбросы в породах серии Тарскавейг. Вдоль этих сбросов северо-восточного простирания происходила нередко милонитизация пород. Диаграммы, составленные по кварцу, также обнаруживают R-поясовое строение, при этом было установлено, что деформация в кварце осуществляется по правилу Тренера.

Узор торридонских песчаников и сланцев не обнаруживает какой-либо закономерности в расположении слюды и кварца. Тектонитовое строение в них отсутствует. Но в тех местах, где в торридонских породах проходят сбросы северо-восточного простирания, в них появляются типичные тектонитовые узоры, очень похожие на узоры в породах серии Тарскавейг.

В мощной тектонической зоне, проходящей в торридонских толщах в соседнем районе, наблюдаются породы, очень похожие на породы серии Тарскавейг.

Породы Моин-серии обладают тектонитовыми узорами. На ориентирных диаграммах, составленных по слюде, отчетливо выражено R-поясовое строение, но в противоположность поясам в породах серии

Тарскавейг, пояса располагаются в северо-восточном направлении (ось *b* в северо-западном направлении). Таким образом, расположение поясов в породах Моин-серии перпендикулярно расположению поясов в породах серии Тарскавейг. Диаграммы, составленные по кварцу, также обнаруживают грубопоясовое строение.

Интересные результаты дают наблюдения над микроструктурой пород Моин-серии, подвергшихся дополнительным и более поздним деформациям. Тектонитовый, R-поясовый узор в этих породах под влиянием деформации разрушается.

Сопоставляя результаты микроструктурного анализа, Филлипс делает следующие выводы.

Прежде всего выясняется, что предыдущие исследователи совершенно неправильно объединяли в один комплекс породы серии Тарскавейг и породы Моин-серии. Различные узоры в породах этих двух серий возникли в результате различно ориентированных тектонических движений. Одинаковое, но с различной интенсивностью выраженное тектонитовое строение в нормальных породах серии Тарскавейг и среди милонитов в зонах тектонических нарушений указывает на одинаково ориентированные движения.

Те же тектонические движения, в результате которых возникли нарушения в породах серии Тарскавейг, действовали разрушающе на R-тектонитовые узоры пород Моин-серии. Поэтому мы совершенно определенно можем утверждать, что эти две серии пород стратиграфически не могут быть объединены в одну общую в возрастном отношении группу, они разновозрастные.

Каковы же структурные и возрастные соотношения пород серии Тарскавейг с породами торридонской серии? Последние, как указывалось выше, отличаются бесструктурными, нетектонитовыми узорами. Лишь в тех местах, где в торридонских породах проходят тектонические нарушения—сбросы и зоны смятия, обнаруживаются отчетливо выраженные тектонитовые узоры, сходные с узорами пород серии Тарскавейг. Принимая во внимание, что в соседнем районе участки деформированных торридонских пород похожи на породы серии Тарскавейг, Филлипс приходит к выводу, что породы серии Тарскавейг возникли при метаморфизации пород торридонской серии.

Можно сделать и другой вывод об относительном возрасте тектонических процессов, в результате которых были деформированы породы различных серий. R-тектонитовые узоры в породах Моин-серии возникли при более ранних тектонических процессах. Позднее происходили процессы, в результате которых возникли ориентированные узоры в торридонских породах и в породах серии Тарскавейг, образовавшихся за счет торридонских пород. Эти же процессы разрушали тектонитовые узоры в породах Моин-серии.

ПРИМЕНЕНИЕ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Б. Зандер применил структурный анализ при изучении узоров отложений в триасовых ритмически полосатых известняках и доломитах (1936). Были изучены известково-доломитовые карбонатные толщи из многих мест Северных и Южных Альп. Для сравнения производилось дополнительное изучение палеозойских известняков из многих мест Европы.

Применение структурного анализа может оказать важную услугу при синтезе орогенических движений и реставрации отдельных этапов геологической истории того или иного района. При помощи микроструктурного анализа довольно легко можно отличить осадочные толщи, не затронутые тектоническими движениями, от толщ, которые подвергались в той или иной степени тектоническим движениям. Микроструктурное изучение осадочных пород находится пока в зачаточном состоянии.

В состав изученных Зандером альпийских карбонатных пород входят чистые известняки, доломиты и частично доломитизированные известняки. В послойном чередовании с карбонатными породами иногда располагаются тонкие прослой глинистого материала. Известняки, доломиты и в различной степени доломитизированные известняки, в одних случаях перекристаллизованные, полнокристаллически зернистые, в других столь тонкозернистые, что отдельные зерна в породе еле различимы. При анализе таких тонкозернистых пород невозможно было пользоваться федоровским столиком, поэтому для суждения о закономерностях в узорах таких пород Зандер пользовался результатами рентгеноскопических исследований.

Структурный анализ показал, что породы, различные как по составу, так и по крупности зерна, обладают различными узорами; одинаковые же породы также имеют различные узоры в тех случаях, когда они возникли в результате различных процессов или подвергались различным тектоническим процессам.

Полосатые известняки и доломиты с многократным чередованием тонких или толстых прослоев Зандер называет ритмитами, среди которых он различает *м*-ритмиты и *мм*-ритмиты. В *м*-ритмитах мощность многократно чередующихся прослоев, различающихся цветом, размером зерен и т. д., измеряется метрами, в *мм*-ритмитах — миллиметрами.

Наблюдения над узорами ритмитов дали следующие результаты. Плотные известняковые и доломитовые *мм*-ритмиты состоят из тонкозернистого поляризирующего агрегата. Оптически закономерности в строении не обнаружено, на федоровском столике наблюдений не производилось. Рентгеноскопические исследования не обнаружили закономерного узора в породе.

Кристаллически-зернистые однородные известняки и доломиты из различных формаций карбонатных пород местами имеют закономерно-ориентированные узоры, местами же закономерно-ориентированный узор виден хорошо (узоры роста). Оптические оси кальцита располагаются в таких случаях или перпендикулярно поверхности роста (поверхности отложения), или параллельно. Такие узоры, как указывает Зандер в своей капитальной работе по микроструктурному анализу (1930), весьма характерны для узоров роста кальцита. В одних случаях оптические оси зерен кальцита располагаются перпендикулярно стенкам, в других случаях параллельно стенкам полости (стенкам роста).

Кроме изотропных узоров и узоров роста в известняках и доломитах, местами обнаруживаются узоры S-тектонитов. S-тектонитовые узоры иногда находятся в сростании с узорами роста и характерны почти исключительно для кальцита. Вероятно, узоры роста возникают при перекристаллизации, а S-тектонитовые узоры — при дальнейших тектонических подвижках.

Выяснилось, что в карбонатных породах, которые считались до этого спокойными и не подвергавшимися тектоническим движениям, микроструктурный анализ обнаружил незначительные дифференциальные движения. В этих случаях дифференциальные движения были столь незначительны, что фаунистические остатки совершенно не деформированы. В частности, такой случай наблюдался, например, поблизости у контакта с интрузивными массивами, где в известняках хорошо выражено В-тектонитовое строение. Зандер считает, что причиной дифференциальных движений была сама интрузия.

В известняках, подвергшихся диагенезу, и в доломитах при перекристаллизации наблюдаются следующие узоры. В тонкослоистых мелководных осадках в доломитах широко распространены хорошие ромбоэдры, но закономерно ориентированные узоры отсутствуют. В виде исключения в поверхности напластования наблюдаются скопления оптических осей зерен доломита. Расположение оптических осей у зерен кальцита, перпендикулярное поверхности напластования, столь обычное для известняков из других мест, в альпийских карбонатных породах не наблюдалось.

При метасоматическом изменении известняков возникают кристаллы доломита, которые хорошо огранены, но располагаются без определенной ориентировки.

В пустотах, существовавших ранее или возникших при диагенетических изменениях, кристаллы доломита и кальцита растут закономерно. Ромбоэдры доломита располагаются перпендикулярно к стенкам друз, кристаллы кальцита располагаются своими оптическими осями параллельно стенкам, в этой плоскости (*W*) наблюдается поясовое скопление оптических осей (типичные узоры роста).

В трещинках кальцит растет закономерно, оптические оси кристаллов кальцита перпендикулярны стенкам роста. В этой плоскости располагаются поясы. В тонкозернистых глинистых прослоях закономерные узоры, согласно данным рентгеноскопии, отсутствуют.

При разнообразии узоров в различных породах все же довольно резко сказывается разница в поведении доломита и кальцита. В доломите закономерная ориентировка, как правило, отсутствует, в то время как в кальците очень часто закономерная ориентировка выражена очень хорошо. Для кальцита типично наличие поясов, параллельных поверхностям или поверхности *W*, при этом в одних случаях в таком поясе наблюдаются равномерно распределенные скопления оптических осей, в других случаях оптические оси распределяются по всему поясу, образуя несколько максимумов. Различные типы поясов, по мнению Зандера, возникают под влиянием различных типов ориентирующих процессов. В первом случае узор диагенетический, а во втором — более поздний. В карбонатных породах широко распространены мелкие жилки с кристаллами или кальцита, или доломита, которые располагаются своими осями или радиально, или тангенциально по отношению к трещинкам, выполняемым жилками.

Сопоставление наблюдений над различными типами известняков и доломитов приводит к следующим выводам. Плотные некристаллические известняки обнаруживают значительную нечувствительность к деформациям. Даже в тех случаях, когда аммониты в известняках явно деформированы, узоры известняков неориентированные. В противоположность плотным известнякам, кристаллически-зернистые из-

известняки даже при незначительных деформациях приобретают закономерно ориентированные узоры. Отчетливое поясовое строение таких известняков видно даже в тех случаях, когда аммониты не деформированы совершенно. Закономерно ориентированные узоры в известняках появляются и около контакта. Очень часто деформации в незначительной начальной стадии развития обнаруживаются только лишь при помощи микроструктурного анализа.

При помощи микроструктурного анализа Зандер пытается разрешить вопрос о генезисе доломитов и механизме и происхождении ритмитов.

Как указывалось выше, среди карбонатных пород различаются известняки, доломитизированные известняки и доломиты. Согласно существующему мнению, доломитизация — процесс метасоматический. По мнению Зандера, доломитизация может происходить различными способами. Существует три способа возникновения доломитов, каждый из которых имеет характерный для него узор. Следует различать первичные доломиты, доломиты метасоматического происхождения, возникшие при замещении твердых известняков, и парадиагенетические доломиты, возникшие в процессе формирования известковых осадков. Первый тип доломитов характеризуется незакономерными узорами отложений. Вторым типом обладают узоры „метасоматического проникновения“. Вновь возникающие кристаллические агрегаты доломита располагаются или без определенной ориентировки, или закономерно, при этом в случаях частичного метасоматоза видно наложение узоров „метасоматического проникновения“ на узоры отложений известняков. В третьем случае узор обладает всеми типическими чертами узоров роста с В-поясовым строением.

Источником магниезальных растворов для доломитизации является, по мнению Зандера, морская вода, в пользу чего говорит хотя бы наличие кристаллов доломита в друзах пористого известняка.

Первичные доломиты слагают химические отложения, механические осадки, а также биогенные осадки.

Ритмическая последовательность отложений, в результате которой формируются ритмиты, происходит вследствие, главным образом, двух причин. Во-первых, вследствие изменений характера отложений во времени и, во-вторых, вследствие ритмической седиментации.

Ритмиты можно подразделить на четыре группы в зависимости от следующих условий образования: 1. Ритмического изменения в составе механически отлагавшихся осадков. 2. Изменения химического состава осадков. 3. Изменения в составе биогенных компонентов. 4. Изменения соотношений между отложениями и привнесом. Все перечисленные условия приводят к образованию ритмитов.

По мнению Зандера, причиной ритма в изученных им отложениях осадочных пород являлись, с одной стороны, гидроклиматические условия, что ранее отметил Шмидт, и ундация, т. е. ритмические поднятия. Ритмиты сходны с ленточными глинами.

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ КОНГЛОМЕРАТОВ И ГАЛЕЧНИКОВ

Методами микроструктурного анализа при изучении конгломератов пользовались многие авторы — Рихтер (1932), Ваделл (1936), Гайло (1938), Крумбейн (1939) и другие. Интересная работа, посвященная вопросу о передвижении более грубых осадков вдоль берегов водных

бассейнов, была написана более тридцати лет тому назад акад. В. А. Обручевым (1909). Многолетняя работа по изучению конгломератов выполнялась во ВСЕГЕИ А. В. Хабаковым. Так как гальки в конгломератах в большинстве случаев имеют продолговатую форму, то в случаях, когда отложение осадков с гальками сопровождается переносом осадков в одном каком-либо направлении, гальки должны закономерно ориентироваться по отношению к ориентирующему процессу (течению, движению ледника и т. д.). Как правило, длинные оси галек располагаются по направлению движения потока. При помощи ориентирных диаграмм можно установить, откладывались ли гальки на дне водного бассейна, в ледниковых отложениях или на перемытых террасах, в результате ориентированного движения или нет. В том случае, когда отложение происходит в движущейся среде, осадочные породы имеют узор, типичный для тектонитов, если на отложение осадочных пород движение (не считая перемещений сверху вниз) не оказывало влияния, то узоры будут узорами отложения.

Ориентирные диаграммы составляются по наиболее длинной оси галек a и наиболее короткой оси c . Удлиненная галька может иметь цилиндрическую, дискоидальную, эллипсоидальную форму, причем в большинстве случаев легко бывает различить три взаимно перпендикулярные оси: длинную a , среднюю b и короткую c . Плоскость ab будет соответствовать плоскости седиментации, ось a параллельна направлению движения, плоскость bc перпендикулярна направлению движения. Определение пространственного положения осей a и c в гальках можно производить непосредственно, для чего нужно удостовериться, как залегают гальки в той или иной породе. Так как определение положения осей нужно произвести не в одной гальке, а в целой серии галек, то можно поступать так, как это рекомендует делать Крумбейн (1939). На более или менее ровной и случайной поверхности обнажения, на гальке (на поверхности обнажения, рассекающей гальку) проводят карандашом или тушью две линии — вертикальную и горизонтальную. После этого гальку выколачивают молотком из обнажения. Для проведения двух взаимно перпендикулярных линий пользуются очень простым приспособлением. Берут деревянную рамку, вроде рамки для печатания фотографий, и к одной из сторон рамки прикрепляют уровень. Посредине рамки укрепляют две перекрещивающиеся медные проволоки, параллельные стенкам рамки. Рамку подносят к гальке так, чтобы уровень показывал на горизонтальное расположение стенки рамки, и прочерчивают справа прямой угол на гальке параллельно медным проволокам; одной стороной угла будет вертикальная линия, а другой горизонтальная. Гальки с такими отметинами в дальнейшем обрабатываются на специально приспособленном для этого упрощенном гониометре. Цель обработки — определить по положению двух пересекающихся прямых линий, по положению плоскости пересечения с конгломератами, на которой производился замер, и по положению плоскости напластования расположение осей a и c гальки.

В дальнейшем на полярную равноплощадную сетку наносятся, как обычно, оси a и c , и по результатам измерений составляются ориентирные диаграммы. Примером могут служить ориентирные диаграммы, изображенные на рис. 136. Точками нанесено положение осей a и c в различных гальках. После статистической обработки

составляются ориентирные диаграммы, изображенные на рис. 136 (точки на диаграммах спроектированы на нижнюю полусферу).

Кроме обычных ориентирных диаграмм, можно пользоваться

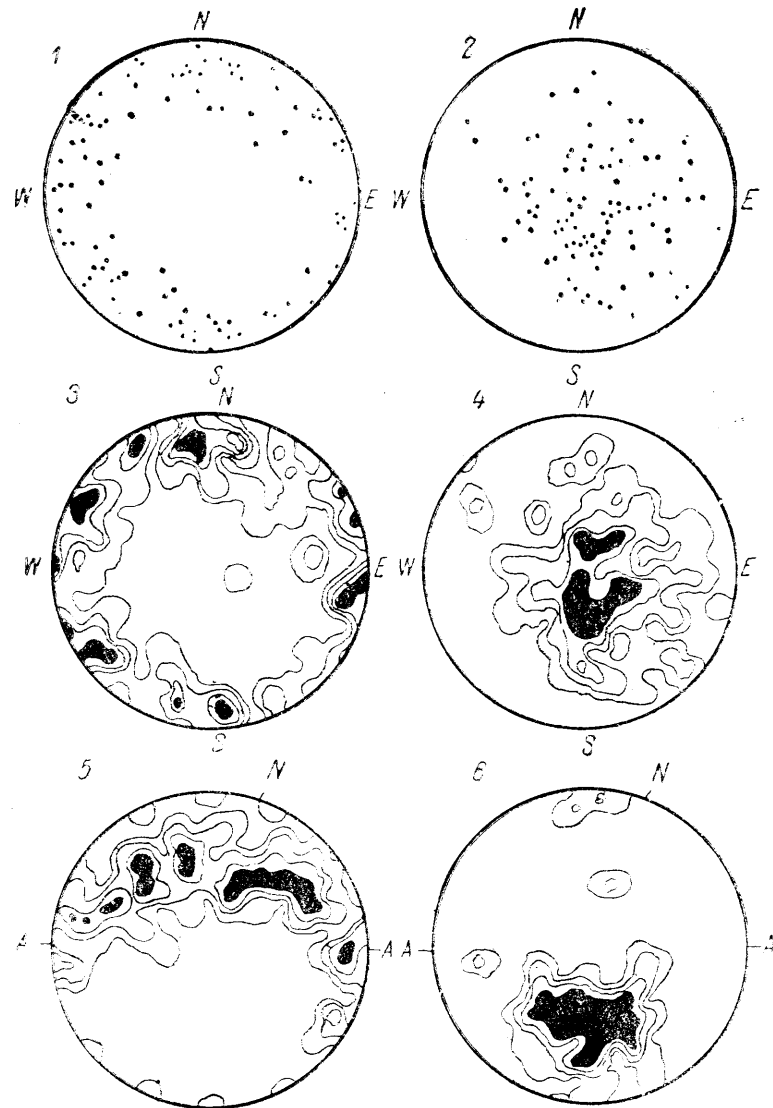


Рис. 136. Ориентирные диаграммы галек из перемытой террасы (диаграммы 1, 2, 3 и 4) и галек на берегу моря (диаграммы 5 и 6).

1. Положение осей *a*. 2. Положение осей *c*. 3. Ориентирная диаграмма по данным диаграммы 1. 4. Ориентирная диаграмма по данным диаграммы 2. 5. Ориентирная диаграмма, составленная по осям *a* в галечнике на берегу моря. 6. То же самое для осей *c* (по Крумбейну).

другим способом графического изображения характера распределения галек в пространстве. Для этого поступают следующим образом. Точки наносятся на равноплощадную полярную сетку. Вся площадь круга, представляющего проекцию на нижнюю полусферу, разделяют

на несколько секторов в интервалах в 20° , от 0 до 20° , $20-40^\circ$, $40-60^\circ$, $60-80^\circ$, $80-100^\circ$ и т. д. и подсчитывают число точек внутри каждого сектора. Затем результаты подсчетов наносятся на диаграмму азимутального распределения осей у галек. На оси абсцисс откладываются азимуты наклона через каждые 20° , а на оси ординат частота (количество точек). В нижней части рис. 137 изображены диаграммы для построения осей *a* и *c*, в верхней части по тому же принципу составленные диаграммы, у которых на оси абсцисс наносятся углы падения осей в пределах тех же секторов, что и для наклона осей на диаграмме в нижней части рисунка. Максимумы на

Приведем два конкретных примера микроструктурного анализа узоров галек в перемытой террасе и галечника на берегу моря.

На рис. 136 диаграммы 1, 2, 3, 4 составлены по осям *a* и *c* в галечнике из террасы (проекция на нижнюю полусферу). Симметрия узора в галечниках моноклинная, что хорошо видно при сопоставлении диаграмм, составленных по осям *a* и *c*. Гальки наклонены к северу.

Наклон осей *a* пологий, наклон осей *c* крутой. Наряду с преимущественным расположением осей *a* в меридиональном направлении, оси *a* нередко располагаются и в других направлениях, вследствие чего на ориентирной диаграмме, составленной по осям *a*, обнаруживается поясовое строение. Повидимому, гальки при движении испытывали вращательное движение вокруг оси *c*. Наклонное положение осей *a* (и галек в целом) вовсе не говорит еще о наклонном направлении движения. Ваделл установил, что гальки в дельтах своими длинными осями располагаются не горизонтально, а наклонно, оси *a* приподняты против течения. Наблюдения Ваделла объясняют, почему углы наклона длинных осей галек не совпадают с углами наклона слоистости в террасе, разница в наклонах достигает почти 6° . Рихтер (1936), занимавшийся структурным изучением померанских делювиальных отложений, обнаружил, что мелкие гальки располагаются своими длинными осями параллельно направлению движения, в то время как длинные оси крупных галек лежат под углом к направлению движения.

На рис. 136 на диаграммах 5 и 6 изображены ориентирные диаграммы для галечника на берегу моря, на рис. 137 закономерное распределение осей галек в пространстве изображено при помощи диаграмм другого типа. Линии AA на диаграммах соответствуют

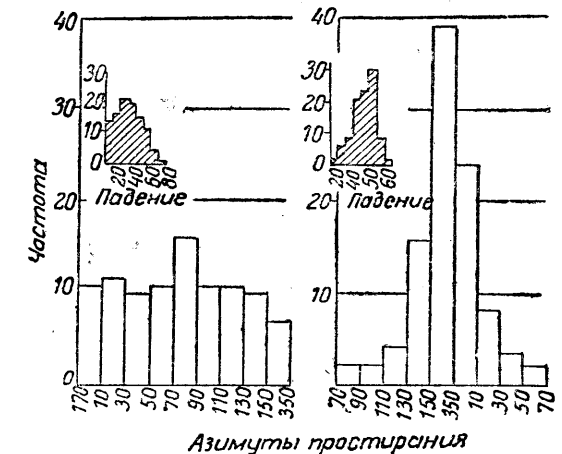


Рис. 137. Азимутальное распределение осей *a* (слева) и осей *c* (справа) галек на берегу моря (ориентирные диаграммы изображены на рис. 136). На нижних диаграммах на оси абсцисс отложены азимуты наклона, на верхних — углы наклона осей к горизонту.

направлению береговой линии. Длинные оси дискоидальных галек располагаются, как видно на диаграмме, преимущественно перпендикулярно к береговой линии, что согласуется и с наблюдениями других авторов. Ось *c* указывает на наклон галек в сторону к морю. Симметрия узора моноклиная.

За последнее время структурный анализ получает все более широкое применение при изучении четвертичных, современных и ледниковых отложений.

КРИТЕРИИ ДЛЯ ОТЛИЧИЯ ВОЛНОПРИБОЙНЫХ ЗНАКОВ ОТ ПСЕВДОВОЛНОПРИБОЙНЫХ

При изучении осадочных пород иногда встречаются вторичные структуры, весьма похожие на первичные, и очень важно бывает решить вопрос о происхождении того или иного структурного элемента. В качестве примера такого сходства первичных и вторичных структур можно указать на первичную слоистость и вторичные *S*-поверхности, вдоль которых также может возникнуть слоистость, на конкреции и ископаемые фауну и флору, на удлиненные выполнения пересечений трещин отдельности и органические остатки, на волноприбойные знаки (ripple-marks) и псевдоволноприбойные знаки.

Е. Ингерсон (1940) произвел сравнительное изучение узоров волноприбойных знаков с узорами псевдоволноприбойных знаков и получил результаты, указывающие на возможность по микростроению решать вопросы о природе этих внешне сходных геологических образований.

Изучение производилось над волноприбойными знаками в песчанниках и кварцитах, над псевдоволноприбойными знаками в кварцитах и архейских сланцах.

На рис. 138, *A, B* изображены ориентирные диаграммы волноприбойных знаков в песчанике, составленные по кварцу и слюде. В узорах по кварцу бросаются в глаза максимумы, скопляющиеся около оси волноприбойных знаков, нарушающие изотропию узора. Наличие таких максимумов, согласно указаниям Вейланда (1939) и Ингерсона, объясняется следующим образом. Обломки кварца в кластических породах часто имеют удлиненную форму. При возникновении волноприбойных знаков происходят вращательные движения вокруг оси волноприбойных знаков, и удлиненные обломки кварца, естественно, располагаются поперек к направлению движения. То обстоятельство, что оптические оси зерен кварца образуют максимумы, располагающиеся не в центре, а отстоящие от центра на некотором расстоянии, по мнению Ингерсона, объясняется тем, что при формировании обломков кварца расколы в зернах кварца происходят не параллельно граням призмы, а параллельно граням ромбоэдра. Для узоров волноприбойных знаков такое расположение максимумов оптических осей, близкое к центру, весьма типично.

В соответствии с вращательными движениями при образовании волноприбойных знаков находятся узоры по слюде. На диаграмме хорошо видно неполнопоясовое расположение пластинок в соответствии с волнообразной поверхностью гребешков, на которых откладывалась слюда. Наличие резко выраженного максимума указывает на то, что наиболее благоприятные условия для отложения слюды были в углублениях между гребешками и не в середине углубления, а сбоку.

На рис. 138, *C, D* изображены ориентирные диаграммы волноприбойных знаков в кварцитах, составленные по кварцу и слюде. Примерно такие же узоры наблюдались в слюдяных сланцах.

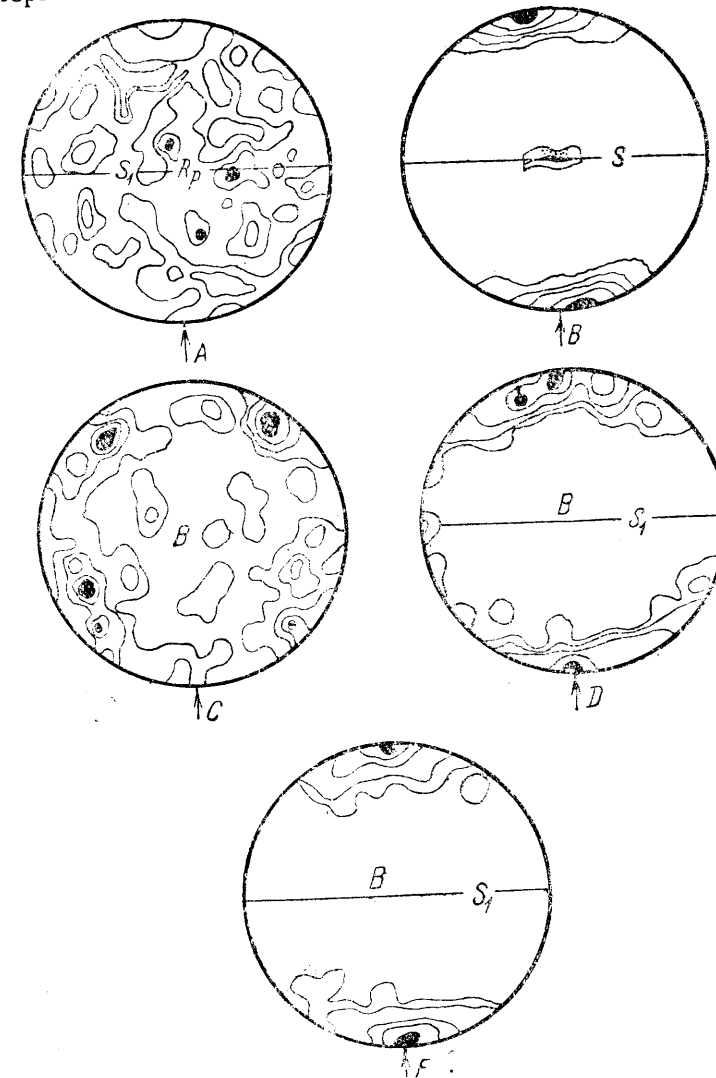


Рис. 138. Ориентирные диаграммы волноприбойных знаков (*A, B*) и псевдоволноприбойных знаков (*C, D, E*).

A—300 зерен кварца из волноприбойных знаков в песчанике. $>3-2-1-1/2-0$.
B—200 пластинок мусковита из волноприбойных знаков того же песчаника.
 $30-16-8-4-1-0$. *C, D, E*—диаграммы псевдоволноприбойных знаков в кварците. *C*—200 зерен кварца $>4-3-2-1-0$. *D*—96 пластинок биотита. $12-8-4-2-1-0$. *E*—100 пластинок биотита из кварцита рядом с псевдоволноприбойными знаками. $22-14-8-2-1-0$ (по Ингерсону).

по кварцу резко отличается от узоров волноприбойных знаков. Очень резко выражено поясовое *R*-тектонитовое строение с максимумами, располагающимися по периферии. Узоры по слюде обладают также поясовым строением. Сравнение узоров по слюде в самих псевдоволноприбойных знаках и в той же породе из участка рядом со знаками

определенно указывает на более резко выраженное поясовое строение в узорах в самих знаках, что объясняется тем, что в тех местах породы, где возникали такие знаки, вращательные движения осуществлялись более интенсивно.

Сравнение узоров волноприбойных знаков с узорами псевдволноприбойных знаков позволяет сделать такие выводы:

1. Неметаморфизованные волноприбойные знаки обнаруживают очень слабую ориентировку зерен кварца или совсем не обнаруживают закономерной ориентировки. Закономерно ориентированные узоры характеризуются максимумами, располагающимися примерно параллельно оси волноприбойных знаков.

2. В метаморфизованных волноприбойных знаках узоры по кварцу частично реориентируются в соответствии с деформацией, какой подвергался кварц, и поэтому можно бывает наблюдать как реликты узора волноприбойных знаков, так и в большей степени узоры, возникшие под влиянием деформации.

3. В псевдволноприбойных знаках в метаморфических породах резко выражены поясовые R-тектонитовые узоры.

4. Узоры по слюде в том и другом случае более или менее одинаковы, и их труднее использовать для отличия волноприбойных знаков от псевдволноприбойных знаков. Разница заключается в следующем: а) пояса в псевдволноприбойных знаках более полные, в них менее резко выражены максимумы; б) узоры в псевдволноприбойных знаках более или менее симметричны по отношению к средней поверхности S , в то время как в волноприбойных знаках такая симметрия отсутствует.

СТРУКТУРНЫЙ И МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПЛУТОНОВ

Одновременное применение методов структурного и микроструктурного изучения плутонов может дать очень интересные и поучительные результаты, примером чему могут служить исследования Осборна (1939). На рис. 139 изображена геологическая карта небольшого участка в районе тоннеля в Валь Верде в Южной Калифорнии.

Большая часть участка сложена интрузивными породами, габбро, первично-полосатыми тоналитами, гранитами. Подчиненное значение имеют метаморфизованные осадочные породы, сланцы, предположительно триасового возраста. Среди них преобладают кварцево-биотитовые сланцы. Габбро, тоналиты и граниты, производные одной интрузии, возникли в посттриасовое и допалеогеновое время. Метаморфизованные осадочные породы встречаются в виде полосы, простирающейся в северо-западном направлении. Восточный контакт с тоналитами интрузивный, западный тектонический, здесь проходит сброс. Кроме того, сланцы в виде неправильных и дискоидальных участков включены в интрузивных породах.

Сланцеватость в метаморфических сланцах имеет северо-западное простирание с крутым падением к северу-востоку. Тоналиты обладают полосатой и гнейсовидной текстурой. Полосатость и гнейсовидная текстура имеют примерно такое же простирание, как сланцеватость в сланцах. Падение полосатости и гнейсовидности крутое ($70-80^\circ$) у контакта со сланцами, но по мере удаления от контакта углы падения становятся все более пологими, и у западного края участка падение очень пологое. Дискоидальные ксенолиты сланцев

располагаются в тоналитах параллельно полосатости. Тоннель проходит почти вкрест простирания сланцев и полосатости в тоналитах.

Помимо структурного анализа Осборн занимался детальным петрографическим изучением горных пород, определением радиоактивности, исследованием закономерности в количественном распределении различных минералов в тоналитах по мере удаления от контакта. Наиболее интересной и важной задачей исследований Осборна было выяснение вопроса о происхождении полосатых и гнейсовидных текстур в тоналитах: возникают ли такие текстуры в результате первично-магматического течения при формировании плутона или же в результате последующей деформации твердых тоналитов. Для этой цели при помощи структурного анализа были изучены тоналиты и сланцы и их взаимоотношения.

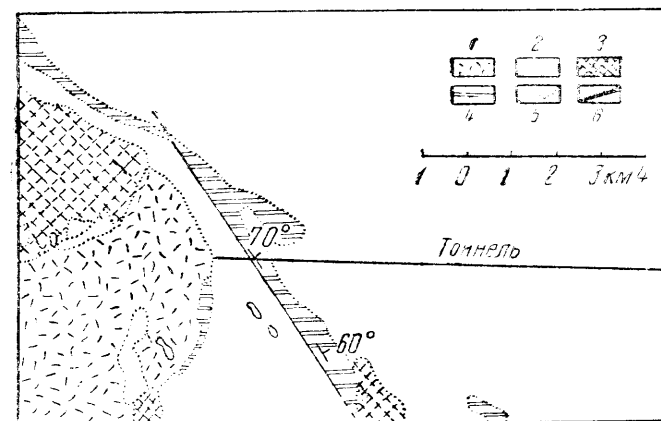


Рис. 139. Схематическая геологическая карта района тоннеля Валь Верде в Калифорнии (по Осборну).
1. Граниты. 2. Тоналиты. 3. Габбро. 4. Сланцы. 5. Интрузивные контакты. 6. Сброс.

При выборе координат в сланцах были использованы мелкие складки, ось которых определила положение оси b . Ось b очень полого наклонена к NW, всего под углом 10° , ось a совпадает с направлением падения сланцеватости, т. е. круто наклонена к северо-востоку, ось c почти горизонтальна. На рис. 140, A , B изображены ориентирные диаграммы сланцев, составленные по биотиту и кварцу.

Полосы спайности у биотита концентрируются около оси c , что согласуется и с макроскопическим обликом сланцев, в которых пластинки биотита располагаются параллельно сланцеватости, но, кроме того, на диаграмме отчетливо видно поясовое строение. На ориентирных диаграммах, составленных по кварцу, имеются максимумы около оси c и, кроме того, довольно хорошо видно также и поясовое строение. Поясовое строение указывает на вращение плоскостей дифференциальных движений. Дифференциальные движения, повидимому, совершались вдоль базопинакоида или ромбоэдра, хотя это предположение Осборну кажется мало вероятным, так как, согласно экспериментальным работам, кварц во время деформации разделяется на тонкие иглы, перемещающиеся по граням призмы вдоль оси $[0001]$. Но, как показали исследования А. Хитанен и других, дифференциальные движения вдоль плоскости (0001) в кварце возможны и реально осуществляются.

Таким образом, микроструктурный анализ указывает на принадлежность сланцев к R-тектонитам. Наиболее хорошие трещины отдельности в сланцах имеют северо-восточное простирание, перпендикулярное простиранию сланцев, и приблизительное вертикальное падение. Эти трещины относятся к трещинам разрыва *ас*.

Выбор координат в тоналитах облегчается полосатыми и линейными текстурами, которые видны отчетливо. Полосатость выражается в послойном расположении относительно лейкократовых и мелано-

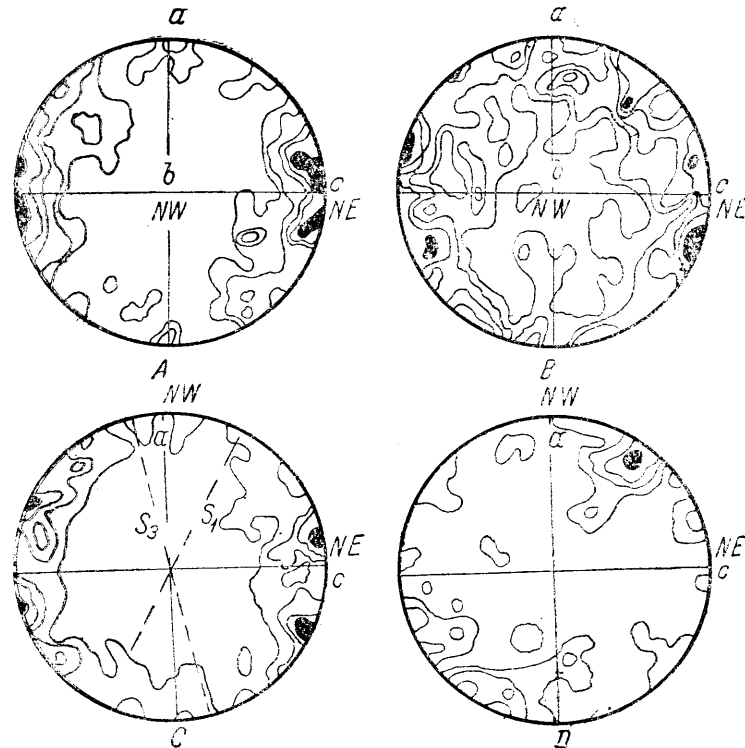


Рис. 140. Ориентирные диаграммы сланцев (A, B) и сланца из дискоидального включения в тоналите (C, D).

A—полюсы спайности у биотита. 343 измерения. Изолинии 5—4—3—2—1%.
B—оптические оси у кварца. 319 измерений. Изолинии 5—4—3—2—1. C—полюсы спайности у биотита. 143 измерения. Изолинии 6—4½—3—1½.
D—оптические оси у кварца. 108 зерен, 8—6—4—2.

кратовых прослоев. Линейность выражается в линейном расположении призмочек амфибола и удлинённых кристаллов андезина, вытянутых по первой оси. Линейность располагается в полосатости и совпадает с падением полосатости. У контакта со сланцами линейность наклонена к горизонту под углом 70—80°, по мере удаления от контакта на запад наклон постепенно уменьшается и становится очень пологим.

Ось *b* совпадает с линейностью, что станет понятным на основании анализа ориентирных диаграмм. Ось *a* располагается почти горизонтально в северо-западном направлении. Плоскость *ab* совпадает с полосатостью, ось *c* перпендикулярна полосатости.

Ориентирные диаграммы были составлены по андезину, биотиту и кварцу. При составлении диаграмм по андезину производились

измерения положения первой оси, параллельно которой удлинены кристаллы андезина, и определение положения спайности по (010). Узоры, составленные по [100] и по (010), имеют различный вид.

На рис. 141 изображены ориентирные диаграммы, составленные по различным минералам в тоналитах, также схематическое расположение структурного блока в тоналитах.

На ориентирных диаграммах, составленных по [100] у андезина, имеется отчетливый максимум, совпадающий с осью *b*, который получился благодаря тому, что удлинённые кристаллы андезина представляют собой отчетливо макроскопически видимые линии течения. На диаграммах, составленных по (010) у андезина, имеется несколько максимумов и хорошо видно поясовое строение. Перпендикуляры к (010) образуют пояс вокруг оси *b*. Если провести плоскости, перпендикулярные максимумам на диаграмме, то получится три таких плоскости, которые обозначены s_1, s_2, s_3 и которые указывают на то, что дифференциальные движения при деформации происходили вдоль трех главных направлений, параллельно которым и располагались плоскости (010) у таблитчатых кристаллов андезина.

Поясовое строение хорошо видно и на диаграммах, составленных по полюсам спайности (001) у биотита; при этом обнаруживается сходство с диаграммами, составленными по андезину,—такое же поясовое строение и такие же хорошо заметные три плоскости s_1, s_2, s_3 , отвечающие главным направлениям, вдоль которых происходили дифференциальные движения во время деформации. Поясовое строение обнаруживается и в диаграммах, составленных по кварцу. Оптические оси образуют вокруг оси *b* пояс. Внутри пояса имеются максимумы.

Структурный анализ дискоидальных ксенолитов слюдяных сланцев в тоналитах показал следующее. Так как в сланцах никаких складочек и плоскостей не обнаружено, то координаты взяты такие же, как во включающих тоналитах. На рис. 140, C, D изображены ориентирные диаграммы, составленные по слюде и кварцу. Узоры сланцев похожи на узоры тоналитов, и в том и в другом случае хорошо выражено поясовое строение, имеется несколько плоскостей *s*, максимумы на диаграммах для одинаковых минералов совпадают.

Диаграммы, составленные по биотиту, андезину и кварцу, указывают на наличие вращательных движений вокруг оси *b* при формировании тоналитов. Наличие нескольких максимумов на диаграммах, составленных по слюде и андезину, указывает на существование нескольких плоскостей *s*, вдоль которых совершались дифференциальные движения. Узоры тоналитов представляют типичные узоры тектонитов. Несмотря на то, что макроскопически полосатость и гнейсовидная текстура выражены очень отчетливо, таблитчатые и пластинчатые кристаллы андезина и биотита располагаются не только параллельно поверхности *ab*, совпадающей с плоскостью *s*, но и под углом к плоскости *ab* вдоль плоскостей s_1 и s_2 .

Каково же происхождение полосатости и гнейсовидной текстуры в тоналитах?

Можно сделать три предположения: 1) полосатая и гнейсовидная текстуры в тоналитах развивались и возникли в фазу течения при формировании плутона; 2) полосатость и гнейсовидная текстура возникли после полного затвердевания тоналитов; 3) полосатость и гнейсовидная текстура возникли во время застывания и после застывания плутона.

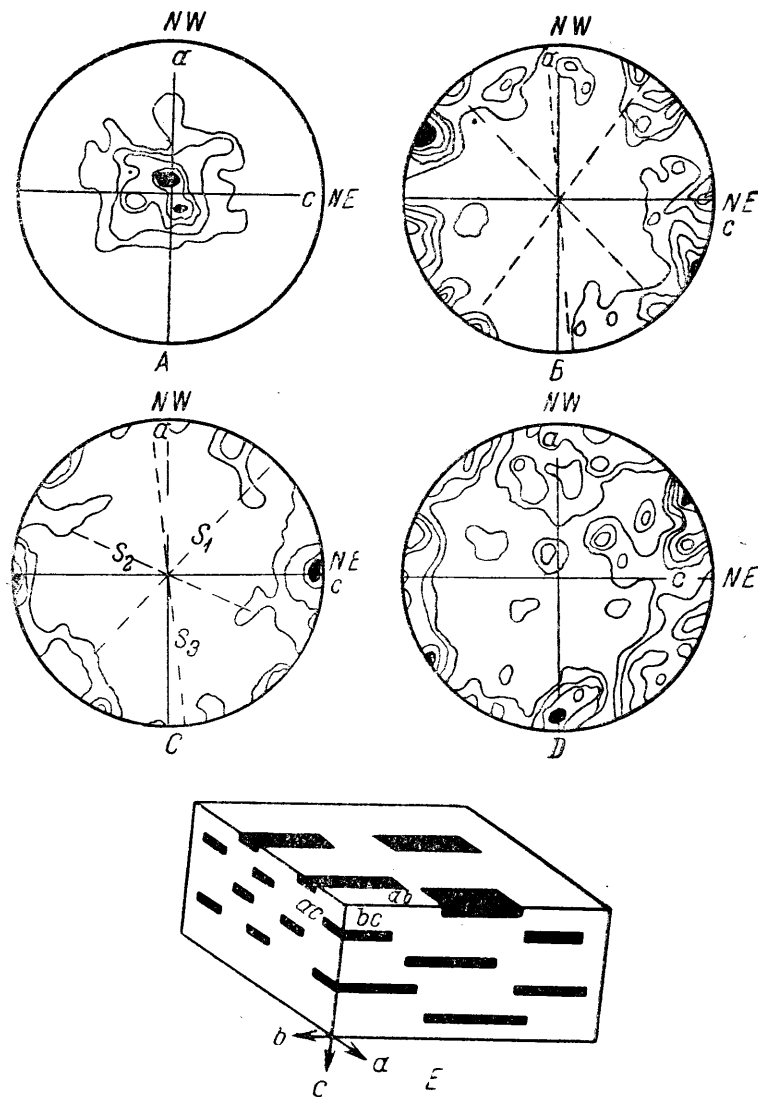


Рис. 141. Ориентирные диаграммы тоналитов (по Осборну).

A—диаграмма, составленная по оси [100] у андезина. 130 зерен. 12—10—3—6—4—2. B—диаграмма, составленная по полюсам спайности (010) у андезина. 130 зерен. 10—8—6—4—2. C—полюсы спайности у биотита. 69 измерений. 4—3—2—1. D—оптические оси кварцевых зерен. 163 зерна. 4—3—2—1. E—ориентировка структурного блока в тоналитах.

В пользу первого предположения говорят следующие факты. Структура тоналитов—структура нормальных магматических пород, следы метаморфизма отсутствуют. Соотношения между полосатостью и линейностью нормальные для первично-магматических тектур течения. У контакта с вмещающими породами полосатость в гнейсах параллельна контакту. Дислоидальные включения сланцев (ксенолиты) располагаются параллельно полосатости, что указывает на то, что эти включения приобрели ориентированное расположение в результате течения.

В пользу второго предположения говорят такие факты. Ориентировка узоров тоналитов более понятна и естественна для пород, деформированных в твердом состоянии. В частности, поясовое строение пород по кварцу характерно для типичных метаморфических пород. Узоры, составленные по слюде и андезину, напоминают типичные узоры сплющивания, какие, например, столь характерны для гранулитов и карандашных гнейсов. Удлинение амфибола и плагиоклаза, совпадающее с осью b , в большей степени типично для метаморфических пород. Сходство узоров тоналитов и дислоидальных включений сланцев указывает на одинаковый характер ориентирующих процессов и дает повод думать, что узоры тоналитов и включений возникли в результате одного и того же движения.

Противоречия, возникающие, если принять как первое, так и второе предположения, исчезают, если допустить возможность третьего предположения. Полосатость в тоналитах возникла в фазу течения эволюции плутона. В процессе движения происходила кристаллизация магмы. Некоторая реориентировка минералов происходила под влиянием напряжений, возникавших при деформации уже затвердевшей породы. Наличие структур типичных магматических пород указывает на то, что деформация была не столь значительной, чтобы разрушить первичные структуры в тоналитах.

Сначала магма интродировала с северо-востока на юго-запад, снизу вверх по направлению линий течения. При этом возникла первично-полосатая текстура в тоналитах. В дальнейшем, когда интрузия еще не окончательно застыла, тоналиты превратились в твердое тело, происходило движение в другом направлении, также параллельном полосатости, но не снизу вверх по направлению полосатости, а в направлении простираемости полосатости или с северо-запада на юго-восток или наоборот, и горизонтально или почти горизонтально. В эту стадию происходили вращательные движения около оси, перпендикулярной направлению движения, эта ось совпадала с линейностью, возникшей в фазу течения при формировании плутона. В результате вращательных движений возникло тектонитовое R-поясовое строение тоналитов. Почти вертикальное движение сменилось почти горизонтальным, перпендикулярным первому. В первую стадию движения линии течения указывали на направление движения, во вторую стадию линейность располагалась перпендикулярно направлению движения.

Таким образом, полосатость и гнейсовидная текстура в тоналитах возникли в результате комбинированного действия магматического течения и постмагматических деформаций уже затвердевших, остывших тоналитов. При этом постмагматические деформации выражены незначительными, первично-магматические структуры не раз наблюдаются. При сравнении узоров в тоналитах и сланцах видно, что

различную ориентировку, пояса в тоналитах располагаются перпендикулярно поясам в сланцах. Ориентирующий процесс, в результате которого возникли закономерно ориентированные узоры в тоналитах, не оказывал никакого влияния на ранее возникшие узоры сланцев, движения происходили только в тоналитах. Повидимому, тоналиты были пластичными и легко реагирующими на ориентирующие процессы, которые были слишком слабыми для того, чтобы вызвать реориентировку в твердых сланцах. Правильность такого вывода подтверждается наличием мелких плочечек в сланцах около самого контакта с тоналитами. Эти плочечки ориентированы иначе, чем обычные мелкие плочки и складочки в сланцах в удалении от контакта. Оси плочечек у контакта с тоналитами совпадают с линейностью в тоналитах. Это наблюдение указывает на то, что у непосредственного контакта, где происходило интенсивное нагревание вмещающих пород, последние были пластичными и реагировали так же, как и пластичные тоналиты.

Кроме Осборна, микроструктурные наблюдения над магматическими породами производились и другими авторами.

М. Иос (1933) наблюдал кварцевые порфиры, интродуцировавшие в сланцы и имеющие линейную текстуру. В кварцевых порфирах Иос установил поясовое строение по кварцу. Пояса перпендикулярны линейности. Сланцы также обладают линейностью и поясовым строением. И здесь пояса перпендикулярны линейности. Линейность в кварцевых порфирах возникла в результате магматического течения. Поясовое строение по кварцу как в порфирах, так и в сланцах возникло в результате деформации, имевшей место в течение конечной стадии затвердевания кварцевых порфиров.

Поясовое строение у кварца, перпендикулярное полосатости и линейности, в кислых интрузивных породах отмечает Сальштейн в Гренландии (1935).

R-поясовое строение наблюдалось в породах второго нефелиносиенитового плутона.

Ингерсон (1939), занимавшийся сравнительным изучением структуры кислых ксенолитов и автолитов, пришел к следующему выводу. Ксенолиты в интрузивах, не подвергавшихся региональному метаморфизму, сохраняют свой первоначальный узор, отличный от узора интрузивной породы. Автолиты же (ширы) имеют такой же узор, какой наблюдается в интрузивной породе. Этот очень важный признак позволяет отличать автолиты от ксенолитов в тех случаях, когда по другим признакам это сделать затруднительно. В том случае, когда интрузивные породы вместе с ксенолитами подвергаются наложению последующего дислокационного метаморфизма, узоры в интрузивной породе и в ксенолите одинаковые, при этом в ксенолитах нередко сохраняются как реликты узора, существовавшего до деформации, так и узор, возникший во время деформации.

До сих пор мы рассматривали первичные структуры плутона. Имеется несколько работ, в которых описываются примеры плутонов с наложенными вторичными структурами. Такие примеры описаны немецкими геологами Дорис Корн (1929) и Л. Корн (1932).

Д. Корн занималась изучением разнообразных докембрийских пород в Оденвальде. Задачей исследований было разрешение вопроса о том, являются ли структуры гранитов первичными или же возникшими при последующих тектонических процессах, и вопроса о том, испытывали ли одновременно с этим вмещающие породы какие-

либо изменения (реориентировку и перекристаллизацию). Попутно необходимо было выяснить соотношения между закономерностями узоров пород и трещинами.

Различные породы района, более древние и относительно более молодые граниты, вмещающие гнейсы и кристаллические сланцы обладают хорошо выраженной линейностью (штримунг). Линейность полого наклонена к горизонту. Наблюдается несколько систем трещин. Одна примерно широтного простирания, другая меридионального и, наконец, пластовые трещины. Меридиональные трещины состоят из двух групп трещин, простирание которых отличается приблизительно на 20° . Пластовые трещины в западной части района полого наклонены на запад, в восточной на восток, что создает впечатление длинного свода меридионального простирания.

Ориентирные диаграммы всех пород одинаковы, в том числе гнейсов и гранитов, и характеризуются поясовым строением вокруг оси *b*, совпадающей с линейностью. Ориентирные диаграммы составлялись по кварцу и слюде. Следовательно, направление движения располагалось под прямым углом к линейности. Сланцеватость соответствует плоскости *ab*, направление движения, совпадающее с осью *a*, перпендикулярно волокнистости. В поясе *ac* симметрично по отношению к оси *a* располагаются максимумы, что указывает на наличие диагональных плоскостей (*hol*).

Совокупность наблюдений над макро- и микроструктурами привела автора к выводу, что все узоры горных пород возникли в результате посткристаллизационной деформации, а не первично-магматические.

Тектоническим и микроструктурным исследованиям кристаллических пород в Спессарте посвящена работа Л. Корн (1932). Задачи, выдвинутые автором, заключались в том, чтобы тектонические наблюдения и выводы проконтролировать при помощи микроструктурного исследования, чтобы выяснить механизм движений, план строения метаморфических пород и узкой контактной зоны около интрузивов, располагающихся в южной и северной частях района.

В различных породах хорошо видны линейность, сланцеватость, полосатость и трещины отдельности. При наблюдении сланцеватости часто хорошо видны мелкие складочки.

Интрузивные породы у контакта с кристаллическими сланцами переходят в гнейсы. Линейность, наблюдаемая почти во всех породах, имеет восточно-северо-восточное направление и пологие наклоны к западу под углом до 15° . Исключение представляют крутые углы наклона линейности (вторичной) в амфиболитах (до 60°).

Структурный анализ показал, что весь район в целом деформировался по одному и тому же плану. Структура интрузивных массивов конформна со структурой вмещающих пород как в отношении макроструктур, так и в отношении микроструктур, что указывает на то, что структурные элементы в интрузивных породах следует рассматривать не как первичные, а как вторичные, наложенные.

Узоры, составленные по слюде, характеризуются поясовым строением (пояса *ac*). В тех случаях, когда встречается поперечная слюда, она располагается в поясе *ab*.

Ориентирные диаграммы по кварцу обладают также резко выраженным поясом *ac*. Наряду с этим в интрузивных породах наблюдаются пояса *ab* и *bc*.

При сравнении ориентирных диаграмм южной интрузивной зоны с северной устанавливается гомоосевой ориентирующий процесс по отношению ко всем минералам. Узоры обладают моноклинной симметрией.

Тот факт, что кварц как во включениях, так и в виде свободных зерен имеет одинаковую ориентировку, указывает на одновременность процессов деформации и перекристаллизации.

ОБЪЯСНЕНИЕ ПРИЧИН РАЗЛИЧНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ ЛИНИЙ ТЕЧЕНИЯ В ПЕРВИЧНЫХ ТЕКСТУРАХ ТЕЧЕНИЯ В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

При описании линейных текстур течения в интрузивных породах было указано, что линии течения не всегда указывают на направление перемещения магматических масс. Линейность при течении может располагаться или параллельно a , или перпендикулярно a (параллельно b). В последнем случае вокруг b располагается пояс. При турбулентном течении столбчатые кристаллы вращаются в положении максимальной стабильности, когда они располагаются осью вращения перпендикулярно к плоскости деформации ac , т. е. параллельно оси b . Плоские минералы плоскими сторонами располагаются параллельно поверхности течения ab , что сопровождается нередко вращением вокруг оси c .

При наличии плоских стенок камеры, параллельно которым происходит течение магматических масс, столбчатые минералы под влиянием трения вращаются и располагаются в плоскости течения ab и перпендикулярно a . Там же, где условия течения близки к течению в трубе, линии течения, согласно опытам Риделя, располагаются параллельно a , т. е. указывают на направление движения магмы. Штоки являются такими формами интрузивных массивов, в которых условия течения магмы близки к условиям течения жидкости в трубе, и поэтому в них линии течения располагаются параллельно a .

Таким образом, направление линейности не всегда указывает на направление движения, но всегда соответствует направлению растяжения магматических масс. Растяжение происходит или в направлении движения, или перпендикулярно направлению движения. Поэтому при наблюдениях над вертикальной линейностью нельзя делать поспешных заключений о том, что подъем магмы происходил вертикально, потому что тот же эффект мог получиться при движении магмы в горизонтальном направлении. Наличие поясового (вернее, неполнопоясового) строения и его соотношение с линейностью могут помочь определению направления движения.

В породах (луявритах) щелочного плутона с хорошо выраженной трахитоидностью плоские и слабо удлинённые лейсты калинатрового полевого шпата в плоскости, параллельной трахитоидности, обнаруживают в большинстве случаев отчетливые следы вращения вокруг оси, параллельной трахитоидности, о чем говорит различное направление длинных осей кристаллов. В том случае, когда поверхность трахитоидности неровная, появляются цилиндрические линии течения в соответствии с волнообразной поверхностью трахитоидности. Линии течения выражаются довольно отчетливо, потому что удлинённые лейсты полевого шпата и мелкие иглы эгирина располагаются в одном направлении, параллельном b . В этих случаях, как правило, лейсты

полевого шпата имеют заметное удлинение по сравнению с обычными, почти изометрическими формами пластинок полевого шпата в луйвритах.

Вне зависимости от того, будут ли линии течения располагаться параллельно a или параллельно b , они все равно указывают, в каком направлении происходит растяжение магматических масс, и поэтому поперечные трещины всегда располагаются перпендикулярно линиям течения.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЕРВИЧНОЙ СТРУКТУРЫ ПЛУТОНА ПРИ ПОМОЩИ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Такой пример описан Е. Ф. Марошеком (1933) при изучении гранитного плутона в Австрии. Марошек не мог обнаружить никаких следов анизотропного строения, текстуры течения отсутствовали, а из трещин обращала на себя внимание одна система, простираемая которой более или менее выдерживалось в одном направлении. Ориентирные диаграммы обнаружили В-поясовые узоры по кварцу и биотиту. Параллельно поясам располагались трещины. Таким образом, можно было сделать вывод, что система трещин, совпадающая с направлением поясов, является системой поперечных трещин, а по ним можно было разобраться и во всех элементах первичной структуры плутона.

СРАВНЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ТРЕЩИН ПЛУТОНОВ С ТРЕЩИНАМИ, ИЗУЧАЕМЫМИ В МИКРОСТРУКТУРНОМ АНАЛИЗЕ

В микроструктурном анализе, как мы видели, изучаются различные трещины: трещины, параллельные линейно-полосатой текстуре (ab), отчетливо выраженные в S-тектонитах, но встречающиеся и в других случаях; трещины, соответствующие плоскостям круговых сечений эллипсоида деформаций; трещины скальвания (hol); трещины разрыва, перпендикулярные тектоническому простираению b и параллельные плоскости деформации ac ; трещины (okl) и очень редкие трещины (hko). Наконец, в особую систему трещин следует выделить трещины, которые получаются при флексурном изгибе и которые мы рассмотрим в разделе о типах складчатости.

Трещины разрыва (ac) наиболее хорошо выражены в случае R-поясового строения. В каждом случае необходимо выяснить, являются ли трещины ac генетически связанными с R-поясовым строением, или же они представляют самостоятельный структурный элемент. Вдоль поперечных трещин может происходить перекристаллизация. В R-поясовых тектонитах количество открытых трещин может быть велико, при этом следует иметь в виду, что мы видим только небольшую часть таких трещин, большая же часть их в результате перекристаллизации была залечена.

Трещины ac пересекают зерна вне зависимости от их положения в пространстве. Трещины ac неровные в отличие от трещин скальвания, хотя необходимо иметь в виду, что отсутствие этого признака не решает вопроса в пользу трещин разрыва.

Единственным достоверным критерием для отличия трещин разрыва от трещин скальвания является наличие смещений по трещинам скальвания, но и этот признак не всегда может быть использован, потому что зеркала и борозды скольжения на трещинах скальвания иногда отсутствуют.

Существование ориентированной структуры не обязательно для возникновения трещин ac : они могут появляться самостоятельно. В случаях, когда в результате деформации появляется закономерная ориентировка, трещины ac закономерно сопряжены с последней, и пояс ac совпадает с трещинами разрыва, вследствие чего эти трещины иногда называются поясовыми трещинами. Трещины разрыва могут макроскопически не проявляться и обнаруживаются лишь под микроскопом или при ударе молотком. Таким образом, трещины ac генетически связаны с одними и теми же процессами деформации, с которыми в генетической связи находятся и другие элементы структуры.

Трещины (hol) соответствуют мооровским плоскостям и круговым сечениям эллипсоида деформаций. Дифференциальные движения очень часто совершаются вдоль этих плоскостей.

Такие движения хорошо изучены, например, в гранулитах. Положение сопряженной пары плоскостей (hol) и (\bar{hol}) нередко изменяет свое положение в процессе деформации.

Трещины (okl) расположены косо, но симметрично по отношению к B . Они имеют вид тонких трещинок, при залечивании трещинки выполняются мелкозернистым агрегатом перекристаллизованных зерен. Как и плоскости (hol), они редко дают две равноценные системы, одна из них, как правило, выражена лучше другой вплоть до таких случаев, когда одна не появляется совершенно. Они соответствуют деформации с осью $B_1 \perp B$, т. е. плану 2.

При микроструктурном анализе интрузивных массивов полезно знать, какие элементы первичной структуры плутонов соответствуют элементам микроструктурного анализа.

Прежде всего необходимо сравнить плоскость, параллельно которой совершается течение в магматическом расплаве, с плоскостями тектонического течения. В микроструктурном анализе мы видели, что дифференциальные движения и течение могут совершаться вдоль нескольких систем различно ориентированных поверхностей, что объясняется тем, что деформация совершается в твердом теле. В плутоне мы всегда имеем дело на любом участке с одной поверхностью течения, что объясняется тем, что при деформации жидкости или пластического тела, свойства которого близки к жидкости, круговые сечения эллипсоида деформаций образуют угол, близкий к 180° , и совпадают с плоскостью ab . Таким образом, плоскость псевдостратификации или первичной полосатости соответствует поверхности ab . Если имеются линии течения в поверхности течения, то направление линий течения будет совпадать или с осью a или с осью b . Здесь, очевидно, будет некоторая аналогия с бороздами скольжения, которые, как мы видели, также располагаются или вдоль направления движения, или поперек. Микроструктурный анализ может помочь разобраться в решении этого вопроса. Как мы видели, случаи, когда штрихи скольжения располагаются перпендикулярно направлению движения, характеризуются типичным узором R-поясового строения.

При рассмотрении первичных трещин прежде всего бросается в глаза аналогия между поперечными трещинами Q в структурном анализе и трещинами ac в микроструктурном анализе. И те и другие представляют собой типичные трещины разрыва. Причины возникновения трещин L , соответствующих поверхности ab , теоретически не совсем точно вы-

яснены, но тем не менее понятны, так как параллельно этому направлению происходит смена различного материала в первично-полосатых породах, благодаря чему создаются условия, благоприятные для возникновения трещин. Как мы видели, Клоос объясняет возникновение этих трещин (в горизонтальных плутонах) влиянием нагрузки. Диагональные (мооровские) трещины с характерными для них бороздами скольжения соответствуют круговым сечениям эллипсоида деформаций.

Трещины S можно сравнить с такими, которые соответствуют трещинам, параллельным сланцеватости в метаморфических породах, возникших в результате сплющивания, согласно указаниям П. Эскола (1939).

АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ ВКЛЮЧЕНИЙ

Анализ кальцитового филлита из Бреннера в Тироле может служить примером анализа структуры включений. Для различных минералов филлита, кальцита, кварца и слюды были составлены ориентированные диаграммы, которые изображены на рис. 142 и 143. Диаграммы были составлены как для включений, так и для включающих зерен. Все узоры имеют R-поясовое строение. Симметрия диаграмм совпадает с макроскопически видимой симметрией. На основании диаграмм различных минералов мы можем заключить, что имеем дело с гомоосевой ориентировкой. Все минералы ориентированы гомотактично. Симметрия ориентировки может быть отнесена к моноклинной деформации и скалывающим усилиям, перпендикулярным B , симметрия которых в продолжение всей деформации определялась осью B и плоскостью симметрии, перпендикулярной B . Деформация тектонита характеризуется постоянной симметрией. Между включенными и свободными пластинками мусковита наблюдается гомотропия, за исключением небольшого поворота. Ориентировка зародышей всех минералов с последующей кристаллизацией имела неизмеримо большее значение, чем послекристаллизационная деформация и ориентировка.

Интересные результаты дает сопоставление отдельных диаграмм. Сопоставление диаграмм показывает, что максимумы пластинок мусковита отвечают в диаграммах для кальцита максимумам плоскостей e ($01\bar{1}2$), расположенных ближе всего к B . Каждое зерно кальцита обладает плоскостью e , ориентировка которой определяется не только поясом, перпендикулярным B , но и такими же максимумами 1, 2, 3, какие характерны для мусковита. Отсюда можно сделать вывод, что ориентировка плоскостей трансляции e у кальцита соответствует ориентировке плоскостей скольжения (001) у мусковита. Максимум 4 для мусковита у кальцита отсутствует, но зато на диаграмме оптических осей кальцита этому максимуму соответствует минимум оптических осей, окруженный максимумами, и такие минимумы соответствуют максимумам мусковита. Максимумы оптических осей кальцита располагаются на малом круге, находящемся на расстоянии 23° от периферии круга проекций, к которой приурочены максимумы плоскостей скольжения e кальцита и (001) мусковита, что объясняется тем, что угол между оптической осью u кальцита и плоскостью e равен 23° .

Сопоставим теперь диаграмму оптических осей кварца (рис. 142) с диаграммами слюды и кальцита. В отличие от кальцита и слюды у кварца непосредственных измерений плоскостей трансляций произвести нельзя, поэтому такое сопоставление менее наглядно, чем сопоставле-

ние диаграмм слюды и кальцита. Не случайным является совпадение резко выраженного пояса, перпендикулярного B , с некоторыми максимумами осей кальцита. Кроме того, максимумы осей кварца обнаруживают тенденцию располагаться на малом круге, а минимумы, окру-

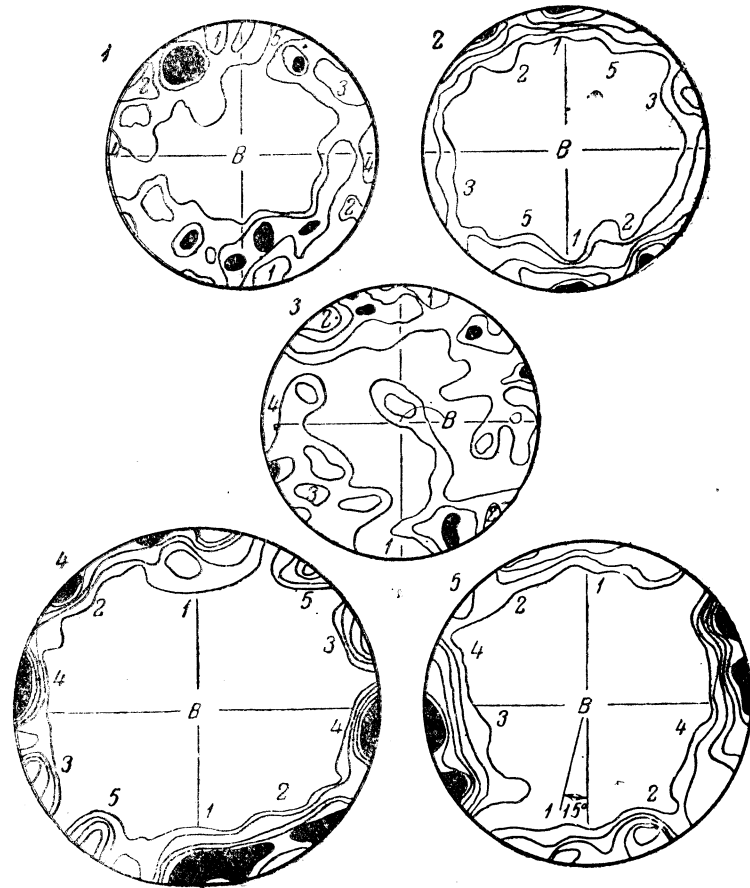


Рис. 142. Ориентировка диаграммы включений. Структура зерна в зерне. Известковый филлит.

Диаграммы, изображенные на рис. 142 и 143, получены при анализе одного штуфа (по Зандеру). 1—263 оси кальцита без выбора. 6—3—2—1—0. Минимумы оптических осей обозначены теми же цифрами, как и соответствующие им максимумы e на (2). 2—117 e кальцита. В каждом зерне измерена e , образующая меньший угол с B . (7—6)—5—4—3—2—1—0. Цифровые обозначения те же, что и на (1). 3—222 оси кварца. (4—3)—2—1—0. Цифрами обозначены минимумы, расположенные так же, как и соответствующие максимумы осей кальцита (1), максимумы (2) и максимумы мусковита (4). 4—222 пластинок мусковита. (9—5)—4—3—2—1—0,5. 5—пластинки мусковита в зернах кальцита. (8—6)—5—4—3—2—1—0. Максимумы повернуты относительно максимумов (4) на 15° по часовой стрелке вокруг оси B . Цифровые обозначения такие же, как и в (3).

женные максимумами, тяготеют к периферии диаграммы. Обращает внимание, что максимумы 1, 2 и 4 диаграммы слюды отвечают максимумам осей кварца. Аналогия в расположении осей кальцита и кварца указывает на одинаковый механизм ориентировки большой группы зерен кварца и кальцита. Может быть, это объясняется тем, что в кварце имеется плоскость трансляции, аналогичная ромбоэдру e

у кальцита, в пользу чего говорит наличие полосок Бёма, наблюдающихся в других случаях в кварце.

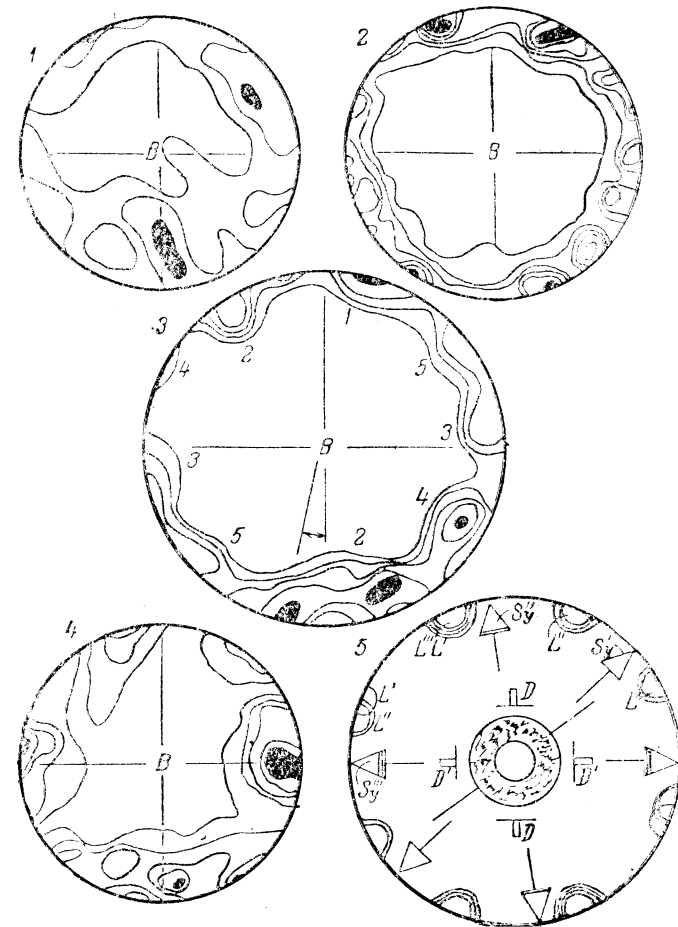


Рис. 143. 1—45 оптических осей зерен кварца, включающих пластинки мусковита (3). (4—3)—2—1—0. 2—150 e в зернах кальцита (7—6)—5—4—3—2—1—0. 3—47 пластинок мусковита, заключенных в зернах кварца (1). (6—5)—4—3—2—0. Максимумы повернуты, как на рис. 146 (5). 4—75 биссектрис меньшего угла между 2 e всех зерен, измеренных на диаграмме (2). 5—схема для последнего сжимающего усилия, которому подвергалась порода (без течения), при предположении, что в зернах кальцита, в которых 2 e расположены симметрично, при воздействии, недостаточном для пластической деформации, происходили скольжения по этим плоскостям.

L' , L'' , L''' —схематические максимумы полюсов e , которые принадлежат максимумам плоскостей симметрии углов между $2e-s'$, s'' , s''' , определенных последовательно во всех зернах. Количество колец максимумов отвечает их относительной плотности. DD или $D'D'$ —линии действующего сжимающего усилия.

Максимумы пластинок мусковита, включенных внутри зерен кальцита (рис. 142) и внутри кварца, совпадают, различие заключается в плотности максимумов. Максимумы диаграмм мусковита еще лучше совпадают с максимумами диаграммы свободных мусковитовых пласти-

нок, если только произвести поворот диаграмм примерно на 15° вокруг оси B по часовой стрелке. Аналогично этому и на такой же угол повернуты максимумы диаграммы кварцевых зерен, включающих мусковиты (рис. 143), относительно максимумов диаграммы на рис. 142, 3. То же самое наблюдается и для кальцита.

На основании сопоставления ориентирных диаграмм можно прийти к выводу, что R -тектонит с ориентированными зародышами был повернут по отношению к внешним силам вокруг оси B . После этого поворота большинство зерен подверглось дополнительной трансляции, которая привела к однозначному смещению осей всех зерен. Лишь небольшая часть зерен не претерпела трансляции и содержит включения недеформированных пластинок мусковита. Ориентировка таких зерен мусковита представляется поясом, перпендикулярным B , повернутым относительно пояса других зерен вокруг оси B . Они представляют собой ориентировку зародышей, не претерпевшую изменений.

Кроме того, на этом же примере были установлены следы последней деформации, которые еще не привели к пластической деформации всей структуры, но которые отразились на отдельных зернах, находившихся в наиболее благоприятном положении. Такую деформацию можно назвать относительно стабильной в отличие от относительно мобильной, при которой деформация зерен сопровождается дифференциальными движениями и реориентировкой всей структуры.

В результате послекристаллизационной деформации появились резкие трещинки разрыва (ac), пересекающие различные зерна вне зависимости от ориентировки. Они пересекают двойники и плоскости e в кальците, изгибающиеся по (001) пластинки мусковита.

Ориентировка зародышей привела к тому, что в каждом зерне имеется по крайней мере одна плоскость e , полюс которой падает на один из максимумов пояса ориентировки, а следовательно, сама плоскость расположена параллельно оси B . Некоторые же зерна обладают двумя плоскостями скольжения e , ступенчато-сдвигающими друг друга с образованием прямых каналов. В таких зернах наносилась на диаграмму биссектриса острого угла между плоскостями e , которые также располагаются параллельно оси B (рис. 143). Максимумы плоскостей e располагаются так, что можно предположить, что давление, вызвавшее их появление, было ориентировано или вертикально, или горизонтально, соответственно схематической диаграмме рис. 143, согласно которой эти плоскости соответствовали бы симметричным плоскостям скалывания. Это давление не вызывало реориентировки всего узора, а отразилось лишь на тех зернах, в которых плоскости e были расположены особенно благоприятно, т. е. симметрично по отношению к линии сжимающих усилий.

Слабый максимум биссектрис Sy' между зернами с $2e$ устанавливается только лишь при построении биссектрис отдельно для каждого зерна, но не проявляется на диаграмме самих плоскостей трансляции. Максимумы этих плоскостей сливаются с максимумами, относящимися к Sy'' и Sy''' . Несмотря на то, что Sy' представляет слабо выраженный максимум, он все же нарушает симметричное расположение последних следов деформации по отношению к давлению D и D' диаграммы. Это нарушение служит указанием на следы мобильной деформации, проявившейся в зарождении несимметричной системы плоскостей. В этом случае Sy' дают те зерна, которые уже захвачены ориентирующим влиянием плоскости s и претерпели некоторый пово-

рот. Можно сделать и другое предположение, что произошел поворот всего узора вокруг оси B по отношению к внешним силам, и слабое Sy' отвечает относительному положению плана внешних усилий.

На основании этого примера можно сделать заключение, что кальцит, повидимому, принадлежит к числу таких минералов, которые наиболее чутко улавливают следы наиболее слабых „последних“ воздействий. Плоскости e кальцита представляют собой, вероятно, первые следы деформаций, направление которых удастся установить.

РАЗВЕРТЫВАНИЕ СКЛАДОК ИЗГИБА

До сих пор мы рассматривали такие примеры микроструктурного анализа, в которых дифференциальные движения совершались вдоль системы плоскостей. Теперь мы рассмотрим такие деформации, которые характеризуются изгибом. Наиболее широко распространены такого типа деформации при складчатости. До микроструктурного анализа считалось, что возникновение складок вообще невозможно без изгиба. Микроструктурный анализ доказал, что складкообразование может совершаться и без изгиба, примером чему могут служить складки скалывания. В соответствии с этим различают три типа складок—складки, возникающие в результате одного изгиба, складки чистого скалывания, возникающие в результате дифференциальных движений вдоль одной системы плоскостей, и смешанные складки, которые возникают в результате комбинированного действия изгиба и скалывания.

Прежде чем переходить к описанию различного типа складок, необходимо остановиться на примере развертывания флексурного изгиба, который покажет характерные особенности складок, возникающих при изгибе.

На рис. 144 схематически показана складка в кварцевом филлите. S_1 , S_2 и S_3 обозначают направление слоистости на трех участках складки 1, 2 и 3. Буквой C обозначены максимумы оптических осей кварца на различных участках складки. На участке, который складчатости не подвергался, C параллельны S филлита. Таким образом, уже один этот схематический рисунок наглядно показывает, что процесс изгибания филлита сопровождался попутно с изменением положения слоев изменением положения оптических осей кварца и несовпадением направления оптических осей кварца со слоистостью на угол от 20° до 30° .

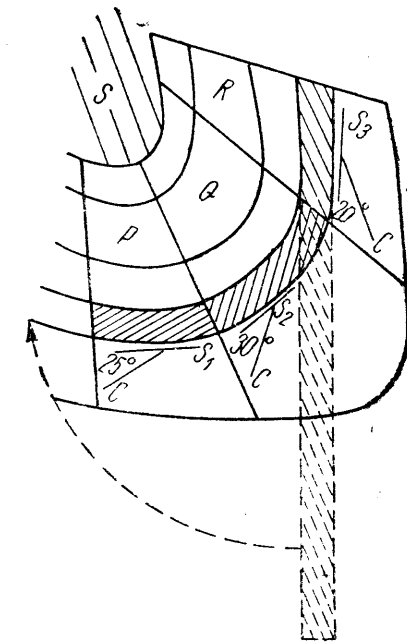


Рис. 144. Негомогенное строение флексурной складки кварцита (по Зандеру).

Пунктиром обозначен прослой кварцита в филлите после развертки складки. P , Q , R —различные участки складки. Параллельной штриховкой обозначено положение оптической оси у зерен кварца, оно не совпадает со слоистостью и располагается под углом 20° , 30° и 25° по отношению к последней. S_1, S_2, S_3 —касательные к складке и соответствуют среднему положению слоистости на участке. Положение оптических осей кварца внутри складки (участок S) обозначено штриховкой.

На рис. 145 приведены ориентирные диаграммы, полученные в сечениях, перпендикулярных B , на трех участках P, Q, R . Среднее простираение слоистости на этих участках обозначено на каждой из диаграмм как S_1, S_2 и S_3 . Положение каждой из диаграмм соответствует положению анализированных участков на схематическом рис. 144. При сопоставлении этих диаграмм видно, что по

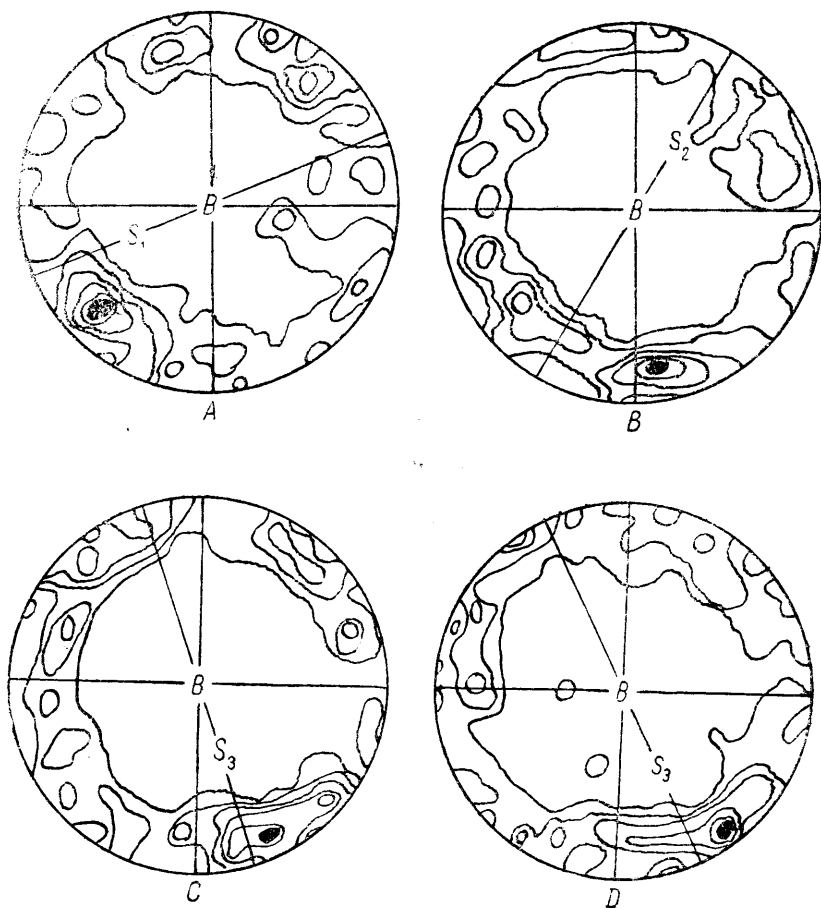


Рис. 145. Ориентирные диаграммы участков P, Q, R кварцитового прослая в филлите из флексурной складки, изображенной на рис. 144.

А—ориентирная диаграмма для 300 оптических осей кварца в секторе P . $>6-5-4-3-2-1-0$. В—диаграмма для 300 оптических осей кварца в секторе Q . $>6-5-4-3-2-1-0$. С—диаграмма для 300 оптических осей кварца в секторе R . $>6-5-4-3-2-1-0$. D—диаграмма для 190 оптических осей кварца из середины складки (участок S). $(5-4)-3-2-1-0$.

существо все три диаграммы одинаковы, различие заключается лишь в повороте одной по отношению к другой, возникшем в результате флексурного изгиба при складкообразовании. Максимумы оптических осей кварца образуют с плоскостью S угол от 20 до 30° , в то время как на участке филлита, не изогнутого в складку, максимум совпадает со слоистостью. Следовательно, ориентировка кварца возникла до складкообразования. Ориентированное расположение кварца в филлите и совпадение максимума оптических осей кварца со сло-

истостью, совпадающей со сланцеватостью, на участках, не подвергшихся складкообразованию, говорят о том, что до складкообразования филлит представлял собой типичный кварцевый S -тектонит. Что же произошло с микроструктурой филлита на участках $1, 2, 3$, подвергшихся складчатости?

Одинаковые узоры участков $1, 2, 3$ и полное сходство этих узоров с узором не подвергшегося складчатости филлита, если не считать поворота простираения слоев и нарушения в совпадении максимум оптических осей и S -филлита, с полной убедительностью говорят о том, что изгибание кварцевого тектонита (филлита) происходило с сохранением симметрии узора (плоскость симметрии ac сохраняется) и положения оси B . Следы ориентировки, отражающие процесс изгибания в кварце, отсутствуют, если не считать поворота максимумов оптических осей вокруг оси B . Этот поворот приводит к тому, что может возникнуть поясковый тектонит вращения (R -тектонит) с поясом максимумов оптических осей. Таким образом, из S -тектонита может возникнуть вследствие такого изгиба R -тектонит. R -тектонит получается и в нашем случае, если мы наложим одну диаграмму на другую, сохраняя подобное положение их по отношению к участкам P, Q, R на рис. 144.

Флексурное изогнутие слоев сопровождается скользящими движениями между слоями, причем скольжение происходит по поверхностям, изгибающимся в процессе деформации (рис. 146).

Критерием для вращательного строения является следующий факт: строение, возникающее при вращении, негетогенно, в то время как строение, возникающее при равномерных плоскостных дифференциальных скольжениях, гетогенно.

ТИПЫ СКЛАДОК

Пример разворачивания складки изгиба показал, что в образовании складки принимали участие два процесса—флексурное изогнутие и скальвание, происходящее вследствие дифференциальных движений вдоль системы поверхностей, причем оказывается, что может быть одна или несколько систем поверхностей, вдоль которых происходят дифференциальные движения.

Шмидт и Зандер описали несколько примеров складок скальвания, на характеристике которых мы остановимся ниже, и пришли к выводу, что имеются районы, для которых характерны складки скальвания, возникающие без флексурных изгибов, а также и такие районы, где складки возникают в результате только флексурного изгиба. Большинство же складок возникает в результате комбинации изгиба и скользящих дифференциальных движений, на что, как известно, обращали внимание задолго до исследований Зандера и Шмидта. Так, например, этот вопрос подробно разобран в широко известной работе А. Гейма о механизме горообразования (1878).

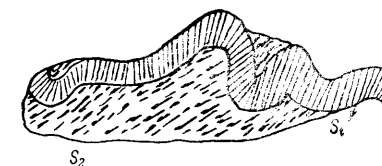


Рис. 146. Прослой кварцита в филлите, претерпевший флексурное изогнутие (по Зандеру).

Положение оптических осей в кварцитовом прослое параллельно поверхности пласта S_1 , в том же направлении совершались дифференциальные движения, при дальнейшей деформации положение осей изменилось. В некомпетентных глинистых сланцах дифференциальные движения происходят вдоль S_2 . В этом же направлении располагается и сланцеватость.

Рассмотрим, в чем же заключается разница между складками изгиба и складками скалывания.

Схематически эту разницу можно изобразить так, как это нарисовано на рис. 147. В левой части рисунка показано расположение пластинок слюды в складке, возникшей в результате флексурного изгиба, в правой же части—расположение пластинок слюды в складке скалывания. Как видно на рисунке, складка скалывания возникла в результате системы параллельных скользящих движений без изгиба. Такую складку можно получить, если взять пачку карточек и, зажав с боков, выдавить вверх среднюю часть карточек.

Рис. 147. Расположение пластинчатых минералов в складке изгиба и в складке скалывания (справа).

На рис. 148 приведена ориентирная диаграмма складки скалывания в мраморе. Ориентировка зерен кальцита вполне однородна. Полюсы спайности e дают отчетливый максимум, совпадающий с осью c , так как сами плоскости e совпадают с плоскостью ab . По отношению к осям координат, которые определяются по узору, координаты по форме складки не совпадают и повернуты вокруг общей оси b на небольшой угол около $13-15^\circ$. Штришками, косо пересекающими складку, обозначена система плоскостей, вдоль которых происходили дифференциальные движения. Под микроскопом вдоль дуги складки видна мелкая ступенчатость, которая возникла вследствие дифференциальных перемещений двух соседних участков. Характерно ведут себя пластинки хлорита, совокупность пластинок образует дугу, но каждая из пластинок располагается на отдельных участках не параллельно изгибу складки, как это бывает в складках изгиба, а везде параллельно одному и тому же направлению, обозначенному на рис. 148 штрихами, а на рис. 147 системой параллельных линий (справа).

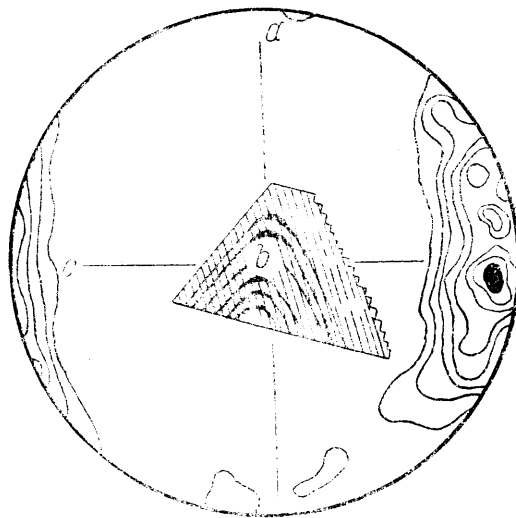


Рис. 148. Складки скалывания в тирольском мраморе (по Зандеру). 500 ϵ кальцита. $>13-11-9-7-5-3-2-1-0$.

в этой породе были однородными и выдержанными по направлению, параллельному плоскости ab . Симметричное расположение максимумов оптических осей кальцита объясняется тем, что оптические оси у этого минерала образуют угол в $26^\circ 15'$ с полюсом c плоскости e , и в соответствии с большим количеством наблюдений оптические оси образуют малый круг вокруг максимума полюсов плоскостей e .

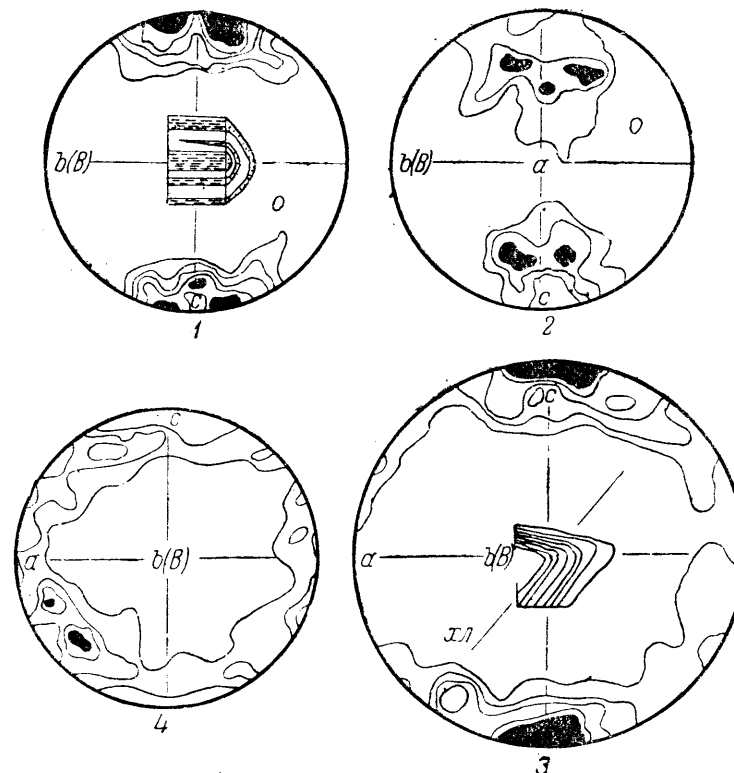


Рис. 149. Кварцево-кальцитовая складка скалывания в кальцитсодержащем филлитовом гнейсе в южном Тироле (по Зандеру).

1—330 ϵ кальцита, $>5-4-2-3-2-1-0$. 2—тот же шлиф. 416 оптических осей кальцита, (4—3)—2—1—0. Диаграммы 1 и 2 позволяют принять симметричные колебания a' и a'' линий скольжения зерен около нанесенной оси a —оси скольжения для всей породы. 3—та же складка. 216 ϵ (все видимые). ($>7-5$)—4—3—2—1—0. Косая линия—положение (001) хлорита в участке, в котором производилось измерение. Однородное скалывание в крыльях складки. По сравнению с (1) ясный пояс вокруг B . 4—тот же шлиф, что и (3). 340 оптических осей кварца. Кварц в кварце. ($5-4$)—3—2—1—0.

Кроме дифференциальных движений в плоскости ab , параллельной плоскости симметрии складки, происходили дифференциальные движения в некоторых местах параллельно поверхности крыла складки, о чем говорит узор, составленный по хлориту. Параллельное расположение пластинок хлорита на диаграмме рис. 149, 3 обозначено линией $x.l.$

О таких же скользящих дифференциальных движениях, совершающихся вдоль крыльев складочки, свидетельствует ориентирная диаграмма, составленная по кварцу. Параллельно крылу складочки располагаются максимумы оптических осей. Кроме того, оптические

оси образуют пояс вокруг оси *b*, что говорит об участии вращательных движений при деформации (рис. 149, 4). Такие же вращательные движения отражаются и на зернах кальцита.

Посмотрим, какими же признаками нужно пользоваться, чтобы отличить складки изгиба и смешанные складки от складок скалывания? Таких признаков несколько.

Пластинчатые минералы в складках изгиба располагаются параллельно изгибу складки, в складках скалывания—параллельно одному какому-нибудь направлению, в котором совершались дифференциальные движения.

Мощность слоев в складках изгиба не изменяется, в то время как в складках скалывания она непостоянна, наблюдается заметное уменьшение мощности крыльев складок и увеличение мощности в шарнирах. В складках изгиба при наличии хотя бы небольшой мощности некомпетентных прослоев происходит выжимание материала некомпетентных прослоев из крыльев в шарниры и выполнение пространств, возникающих в шарнирах. Этот случай соответствует наиболее распространенному типу смешанных складок, состоящих из компетентных и некомпетентных слоев. На явление изгиба компетентных слоев и дифференциальные движения, сопровождающиеся интенсивным скалыванием в некомпетентных слоях, обращали внимание давно, еще в прошлом столетии.

Причину этих явлений объяснил А. Гейм, после которого появился целый ряд работ на эту тему. При изучении шарниров складок изгиба одни шарниры могут оказаться не утолщенными, другие, утолщенные, будут непременно характеризоваться возникновением пространств и заполнением их выжатым с крыльев складок материалом. Характер движений при выжимании иногда удается установить по вращению кристаллов, содержащих включения (Si). Нижняя сторона шарнира складки часто не идет параллельно верхней части шарнира и нередко дает изогнутую линию (рис. 150). В складках скалывания шарниры складок такого значения не имеют, и здесь не происходит образования пространств, выполняемых материалом, выжатым с крыльев складок.

Складки, возникшие в результате чистого изгиба, широко распространены среди тектонитов плавления (интрузивных пород) и в тектонитах больших глубин, материал которых по своим свойствам приближается к свойствам магматических расплавов.

При изучении складок изгиба нередко обнаруживается различие в строении средней части складки и крыльев: в середине складки зерна породы претерпевают интенсивное дробление и имеют здесь меньшие размеры по сравнению с более крупными размерами зерен в крыльях складок (рис. 151). В складках скалывания такой разницы в строении не обнаруживается.

В складках изгиба поверхности деформации изгибаются, и возникает неомогенное строение. Складки скалывания возникают в результате плоско-параллельных деформаций и имеют гомогенное строение.

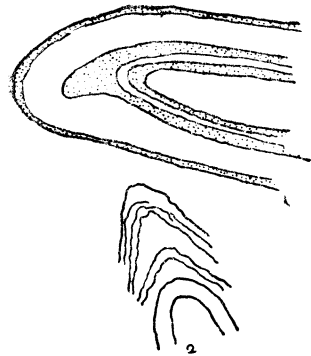


Рис. 150. Шарниры смешанных складок.

Для складок изгиба характерна структура узора R-тектонита, для складок скалывания структура S-тектонита. При изгибе ранее существовавший узор S-тектонита изменяется в узор R-тектонита.

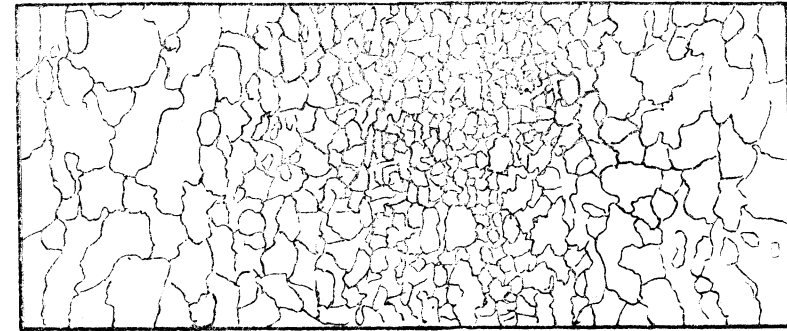


Рис. 151. Складочка в кварцевом филлите южного Тироля (по Зандеру). $\times 35$. Крупные зерна в крыльях складочки, мелкие зерна в шарнире. Шлиф $\perp a$.

Складки скалывания более широко распространены и гораздо чаще встречаются в природе, чем принято думать. В дальнейшем микроструктурный анализ обнаружит много примеров такого типа складок.

Очень интересные наблюдения над складчатостью в филлитах описывает в своей работе Т. М. Дембо (1940). Вмещающими породами для кварцевых жил являются филлиты, предположительно протерозойского возраста. Филлиты образуют широкий антиклинорий северо-западного простирания, который прорывается в центральной части гранитами, здесь проходят две антиклинальные складки с крутыми углами падения (приблизительно 55°). У контакта с гранитами филлиты ороговиковываются.

При изучении структуры филлитов наблюдались слоистость, сланцеватость, листоватость, складки скалывания (рис. 152) и изгиба, трещины разрыва и зоны расланцевания. На пространственное расположение кварцевых жил оказывали влияние различные структурные элементы.



Рис. 152. Складки скалывания и сдвиги вдоль плоскостей дифференциальных движений (по Дембо).

Слоистость местами видна довольно хорошо благодаря тонкому переслаиванию глинистого и песчанистого материала. Слоистость представляет первичные плоскости наименьшего сцепления. Вдоль слоистости происходили дифференциальные движения и разрывы. Мощность слоев от долей миллиметра до 1—2 мм. По простиранию слои прослеживаются на большие расстояния. Границы между соседними слоями ровные.

Сланцеватость представляет вторичный структурный элемент по отношению к слоистости и возникла при складчатости. В большинстве случаев сланцеватость располагается под острым углом к слоистости.

Простирание слоистости и сланцеватости нередко совпадает, углы же падения разные, у сланцеватости, как правило, более крутые, не менее 70°. Падение сланцеватости то к северо-востоку, то к юго-западу, причем иногда падение слоистости и сланцеватости направлено в разные стороны. Сланцеватость наблюдается повсеместно и обычно более отчетливо выражена, чем слоистость. Угол между сланцеватостью и слоистостью варьирует в пределах от 25 до 90°, чаще всего от 30 до 50°, лишь иногда сланцеватость и слоистость совпадают. В случаях полойного чередования песчаных и глинистых прослоев сланцеватость хорошо выражена в глинистых прослоях и почти исчезает у границы песчанистого прослоя (рис. 153, Б).

Взаимоотношения слоистости и сланцеватости изучались многими авторами

(Беккером, Зандером, Фурмарье, Лизсом, Пэком). Фурмарье приводит поперечный профиль складки, изображенный на рис. 154, Б. Как видно на рисунке, угол между слоистостью и сланцеватостью изменяется в различных местах складки. Более подробные сведения на эту тему приводятся в книге А. В. Пэка о трещинной тектонике (1939).

Листоватость представляет собою структурный элемент, выражающийся в плоско-параллельном расположении чешуйчатых или пластинчатых минералов. В изученном районе автор наблюдал три типа листоватости. Первичная, седиментогенная листоватость возникла во время

отложения пластинчатых минералов при формировании осадочных пород. Тектоническая листоватость возникла в результате дифференциальных движений при деформации. Третий тип листоватости возник при последующей перекристаллизации. Нередко первый тип сланцеватости затушевывается двумя последующими.

Наибольший интерес представляют мелкие складки в филлитах размером от десятков сантиметров до нескольких миллиметров. Такие мелкие складки очень часто встречаются в отдельных участках филлитов. Осевые плоскости мелких складок совпадают со сланцеватостью, очень часто складки несимметричные. Участки, где встречаются такие мелкие складки в филлитах, имеют удлиненно-линовидную форму и располагаются вдоль сланцеватости. В большинстве своем мелкие складки представляют типичные складки скалывания. Кроме скалывания, в образовании складок принимали участие изгиб и течение более пластичных (некомпетентных) прослоев. Комбинированное действие изгиба и скалывания видно на складке, изображенной на рис. 153, А. Сланцеватость в филлитах располагается под углом к слоистости и выражена очень отчетливо. Прослои песчаника ведут себя по-разному. Внизу рисунка изображена лишь часть складки, образованной прослоем песчаника. Следующий прослой песчаника сверху под влиянием более мощного прослоя песчаника, расположенного под ним, также изогнут в складку, в то время как прослой песчаника над ним слагает типичную складку скалывания. При наличии большей мощности в прослоях песчаника последние при деформации изги-

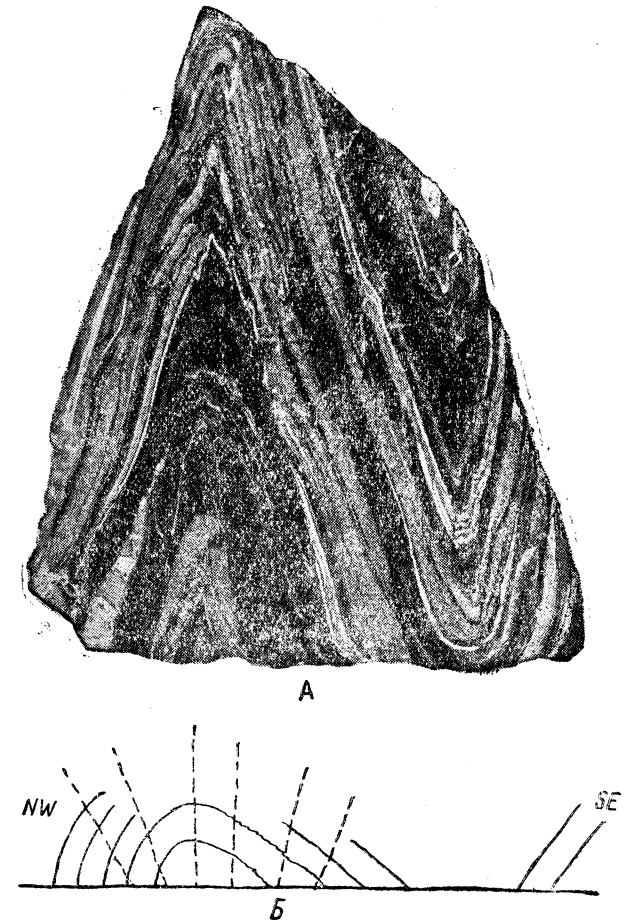
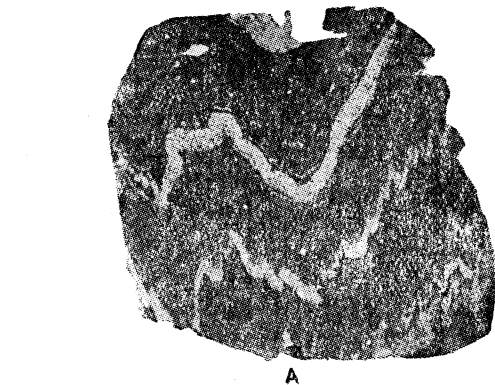
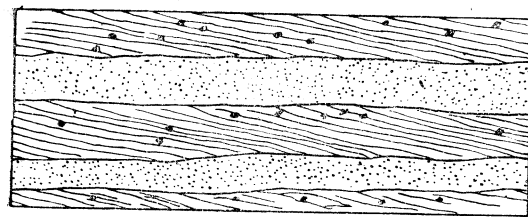


Рис. 154. А — складка в полосатых филлитах с прослоями песчаника. Прослои песчаника разрываются и цементируются филлитом, который выжимается в замки складок. Кварцевые жилки (белые) рассекают песчаниковые прослои под прямым углом к слоистости, а прослой филлита косо к слоистости. Нат. величина (по Дембо). Б — изменение направления сланцеватости (пунктир) в различных частях антиклинальной складки (по Фурмарье).



А



Б

Рис. 153. Складки скалывания и складки изгиба (по Дембо).

А — изменение характера деформации в зависимости от механических свойств породы. Внизу складки изгиба в прослое песчаника над более мощным прослоем песчаника же, изогнутым в складку. Вверху складка скалывания в таком же прослое песчаника, разбитом системой плоскостей S, вдоль которых произошло перемещение отдельных участков прослоя. Б — взаимоотношение слоистости и сланцеватости. Сланцеватость, хорошо выраженная в филлитовидных сланцах, затухает около прослоев песчаника.

баются, в то время как менее мощные прослои образуют складки скальвания.

Кроме скальвания и изгиба, местами в складках отчетливо наблюдается явление выжимания вещества из некомпетентных прослоев. На рис. 154, А видно, что при складчатости в прослоях компетентных песчаников возникают разрывы, отдельные участки прослоев перемещаются и цементируются пластичным (некомпетентным) глинистым веществом, выжатым из глинистых прослоев.

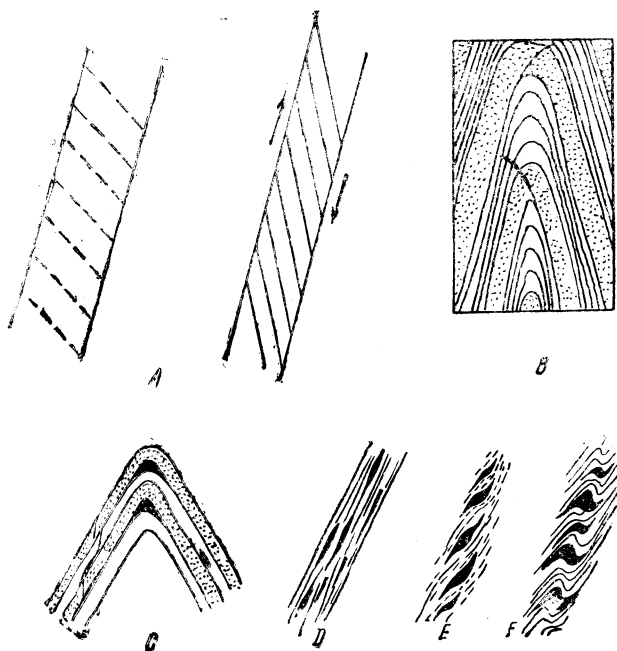


Рис. 155. А — уменьшение угла между слоистостью и сланцеватостью при деформации, сопровождающейся уменьшением мощности изгибающегося слоя. В — схема образования трещин разрыва в компетентных слоях. С — различные формы кварцевых жил. С — жилы, следующие по слоистости. D — жилы, откладывающиеся по сланцеватости (по Дембо).

ках складок, такие же трещины реже наблюдаются в крыльях складок. В этих случаях трещины разрыва располагаются почти перпендикулярно к поверхности пласта внутри прослоев песчаника и под косым углом к слоистости внутри глинистых прослоев (рис. 154, А).

Кварцевые жилы приурочены к зонам интенсивного рассланцевания в филлитах, которые совпадают со сланцеватостью и простирианием филлитов. Мощность таких зон от 1—2 м до 10—15 м, по простирианию такие зоны прослеживаются на сотни метров. Повидимому, зоны интенсивного рассланцевания были наиболее благоприятными путями для гидротермальных растворов, за счет которых сформировались кварцевые жилы.

Форма жил была предопределена тектоническими подвижками, и в случаях сложных движений возникали сложные формы кварцевых жил. В одних случаях кварцевые жилы используют слоистость, в дру-

гих случаях деформации преобладают деформации скальвания с образованием типичных складок скальвания, и подчиненное значение имеют складки изгиба и выжимание некомпетентных слоев.

Так как в глинистых прослоях плоскости сланцеватости выражены в высшей степени совершенно и располагаются часто, а в песчаных прослоях, наоборот, плоскости сланцеватости располагаются одна от другой на сравнительно большом расстоянии, то в песчаных прослоях нередко возникают трещины разрыва. Особенно часто такие разрывы наблюдаются в замках складок, как это изображено на рис. 155, В. Кроме трещин разрыва в зам-

гих сланцеватость (рис. 155). Наиболее интересны седловидные жилы; в одних случаях они отлагаются по слоистости, в замках складок, в других случаях по сланцеватости, в местах, где сланцеватость образует изгибы седловидной формы.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ

Идеи микроструктурного анализа нашли свое отражение и в постановке экспериментальных работ при изучении процессов складкообразования. В этом отношении заслуживают внимания работы Куэнена и Ситтера.

Для экспериментов Куэнен и Ситтер (1938) пользовались различными материалами, листами бумаги, вазелином, минеральным маслом, смоченной глиной и т. д. На специальном столе изготовлялись „пироги“, состоящие из однородного материала или из тонких слоев различного материала. Размеры таких „пирогов“ до 55 см в длину („пироги“ квадратные) и 2,5—4,5 см в толщину. Складчатость воспроизводится при помощи сдвигания стенок стола, при этом учитывается так называемая скорость напряжений, которая представляет отношение укорочения в сантиметрах к первоначальной длине „пирога“. В зависимости от времени, в течение которого производится эксперимент (от нескольких минут до нескольких суток), скорость напряжений изменяется в широких пределах.

Для того чтобы анализировать различные стадии складкообразования, на стенках „пирогов“ рисуется перед началом опыта система горизонтальных и вертикальных линий, образующих при пересечении мелкие квадратики. При складкообразовании квадратики деформируются, и появляются своеобразные узоры, которые в наглядной форме иллюстрируют различный характер изменений на разных участках деформированного „пирога“.

В результате экспериментальных работ авторы пришли к выводу, что при складкообразовании могут развиваться четыре типа механических деформаций: эластические, пластические, деформации при помощи поверхностей скальвания, вдоль которых совершаются дифференциальные движения, и, наконец, деформации при помощи разрывов.

Эластические деформации получаются, например, если использовать простую стирательную резинку. По узору на стенках такой резинки очень хорошо видно, как при изгибе деформируются квадратики: в верхней части складки, выпуклой кверху (антиклинали), стороны квадрата растягиваются, в нижней сжимаются. Наоборот, в синклиналях растяжение сторон квадратиков будет наблюдаться внизу, т. е. опять в стороне, обращенной к выпуклости складки. При этом в одном и том же деформированном квадратике сторона, обращенная к выпуклости складки, будет более длинной по сравнению со стороной, обращенной в обратную сторону, деформированные квадратики будут более широкими у выпуклости складки. Эластические деформации характеризуются тем, что как только исчезают напряжения, исчезает деформация, и деформированное тело приобретает прежние формы. Эластические деформации, повидимому, играют большую роль при деформации горных пород. Они характеризуются тем, что как только внешние усилия прекращаются, исчезают и изменения в горных породах. Эластические деформации при более интенсивных тектонических воздействиях сменяются пластическими деформациями.

Изменения горных пород, возникающие при пластических деформациях, в противоположность изменениям при эластических деформациях, необратимы, горные породы теряют свои прежние свойства и приобретают новые.

На рис. 156 изображены две стадии пластических деформаций своеобразного „слоеного пирога“, состоящего из пачки листов бумаги. Деформация квадратиков, нарисованных на стенках „пирога“, приводит к искажению их формы. Обращает внимание, что горизонтальные

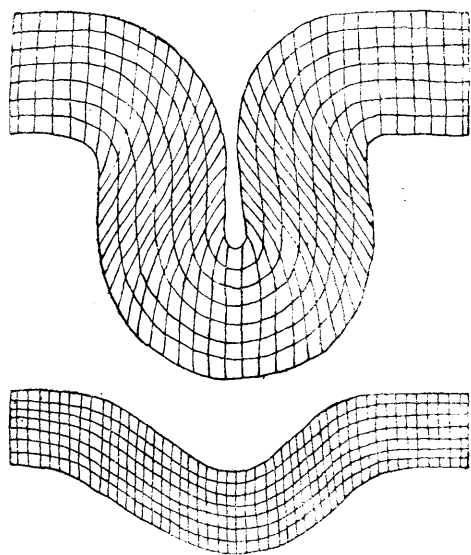


Рис. 156. Складчатость при помощи идеальных концентрических деформаций вследствие системы сдвигов, параллельных слоистости в пачке листов бумаги (по Куэзену и Ситтеру).

линии, соответствующие горизонтальным плоскостям, после деформации превращаются в параллельные кривые линии, повторяющие очертания изогнутой поверхности „пирога“. Вдоль этих поверхностей, параллельных поверхности „пирога“, происходят концентрические дифференциальные движения при деформации, „концентрические деформации“, как их называют Куэзен и Ситтер (1938). „Концентрические деформации“, по мнению этих исследователей, играют исключительную роль при складчатости горных пород. Пластические деформации были получены при опытах со „слоеными пирогами“, состоящими из чередующихся прослоев глины и парафина с примесью вазелина и минерального масла. При боковом сжатии „пирог“ сначала утолщается и укорачивается, и только после этого начинают возникать складки. Различные слои, изгибаясь, располагаются параллельно очертанию складки. Поперечные (вертикальные) линии, нарисованные на краях „пирога“, изгибаются в виде буквы S, как это изображено на рис. 157. Прямая MM_1 , соединяющая середины верхней и нижней частей участка „пирога“, деформируется в S-образную кривую линию, верхняя часть отрезка прямой изгибается с наклоном вправо, нижняя часть с изгибом, наклоненным влево.

Возникновение зон скалывания очень хорошо видно при опытах с глиной, смоченной водой. Так же как и в „слоеном пироге“, при складчатости „пирога“ сначала происходит утолщение и укорочение „пирога“, а затем образование складок. На рис. 158 изображена антиклинальная складка, на которой очень отчетливо видны зоны скалывания двух типов. Параллельно поверхности „пирога“ возникают концентрические зоны скалывания и, кроме того, под острым углом к ним располагаются диагональные зоны скалывания. Наличие концентрических зон скалывания в массивном „неслоистом пироге“ лишней раз подчеркивает очень большое значение концентрических деформаций при складкообразовании. Кроме указанных двух типов зон скалывания, в складках нередко возникают открытые трещины

разрыва, деформация квадратиков на различных участках складки точно указывает, в каком месте должны возникать трещины разрыва. Они возникают у выпуклой части складки, где растяжение максимально, что очень хорошо доказывается опытами.

На основании своих опытов авторы приходят к выводу, что при складчатости главную роль играют пластические деформации и формирование заметных поверхностей скалывания. В одних случаях преобладают пластические деформации, в других деформации при помощи поверхностей скалывания, наконец, в третьих и те и другие играют одинаковую роль.

ПРИМЕРЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Ниже приводятся примеры изучения роговообманково-магнетитовых сланцев и „рудной брекчии“.

СТРУКТУРА РОГОВООБМАНКОВО-МАГНЕТИТОВЫХ СЛАНЦЕВ

Участки представлены полностью раскристаллизованными породами и залегают среди архейских гнейсов. Участки имеют размеры примерно 2,8 см в длину и до 300 м в ширину и форму длинной и узкой полосы, вытянутой примерно в направлении на северо-запад 315° .

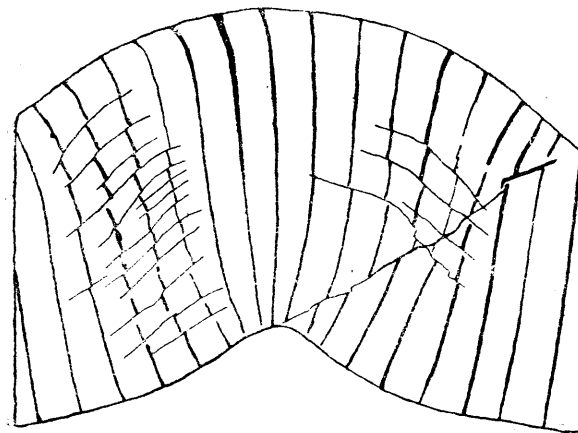


Рис. 158. Центральная часть деформированного пласта глины, смоченной водой. При складкообразовании происходили концентрические дифференциальные движения, параллельные периферии складки, и возникли сдвиги (зоны скалывания), расположенные под углом в 45° к периферии складки (по Куэзену и Ситтеру).

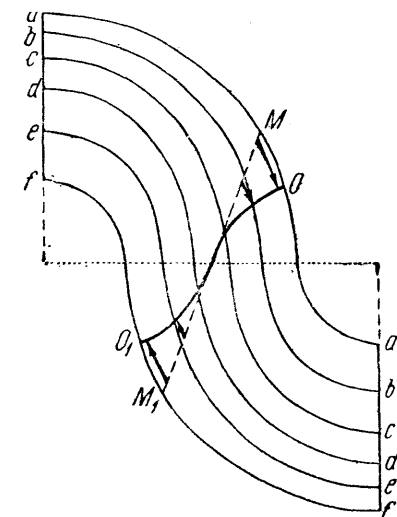


Рис. 157. Возникновение S-образных изогнутых линий на крыле складки. Прямая линия MM_1 деформировалась в кривую. Изгиб верхней части линии наклонен сверху вниз, изгиб нижней части линии обращен снизу вверх (по Куэзену и Ситтеру).

Геологическое строение участков. Согласно исследованиям А. А. Полканова роговообманково-магнетитовые сланцы и включающие их биотитовые гнейсы относятся к археидам и залегают низы архея. Участок залегают в биотитовых гнейсах. В соответствии с вытянутой в северо-западном направлении формой участка макроскопически тонкополосатые породы имеют северо-западное простирание с крутыми углами наклонов полосатости преимущественно к юго-западу. Лишь изредка

попадают прослои биотитовых гнейсов, имеющие небольшую мощность. Гнейсы в прослоях имеют кристаллизационную сланцеватость, согласную с полосатостью роговообманково-магнетитовых сланцев, но сложение гнейсов массивное и полосатость в них отсутствует. Простираение участка совпадает с простираением полосатости сланцев, падение к юго-западу, северо-восточная граница соответствует лежащему боку, а юго-западная висящему боку.

Сланцы пересекаются тонкими жилками кварца, содержащими роговую обманку, магнетит, гранат, эпидот, диопсид. Кроме того, имеется система секущих жил и линз пегматитов и гранитов, косо пересекающих тонкую полосатость. Необходимо отметить, что такие секущие кварцевые жилки срезаются поверхностью контакта пегматитов и гранитов сланцами. Иными словами, последовательность геологических процессов была такой: образование сланцев, собранных в систему мелких складок—секущие кварцевые жилки—интрузии пегматитовых и гранитных жил и линз. Жилы и длинные линзы пегматитов и гранитов вытянуты примерно вдоль полосатости сланцев и имеют крутое или вертикальное падение. Мощность жил от нескольких десятков сантиметров до 5—6 м. Изредка встречаются дайки диабазы и лампрофира.

Петрографический состав пород, слагающих участок. Макроскопически роговообманково-магнетитовые сланцы тонкополосатые (мощность полосок от 1 до 5—6 мм, редко больше) зеленовато-серые породы. Тонкие полоски представляют чередование темных, иногда почти черных пород со светлосерыми. Темные полоски сложены магнетитом или гематитом, роговой обманкой и кварцем, светлые состоят почти исключительно из агрегата мелких зерен кварца; здесь же встречаются в незначительных количествах рудный минерал и амфибол. Под микроскопом сланцы — мелкозернистые породы преимущественно гранобластической структуры. Темные и светлые полоски, слагающие породу, отличаются различным содержанием одних и тех же минералов. Роговая обманка представлена куммингтонит-грюнеритом. Макроскопически различаются светлозеленый амфибол и резко от него отличающийся и реже встречающийся почти бесцветный. Кроме того, встречается несколько более бледный по сравнению с первым зеленый амфибол. Оптически все три разновидности амфибола почти не различимы. В дальнейшем необходимо произвести химические анализы различных типов амфиболов.

Кроме биотитовых гнейсов и вместе с ними встречаются биотитово-роговообманковые и роговообманковые гнейсы. Гнейсы встречены в нескольких местах.

Минералогия. Минералогия довольно несложная. Собственно в роговообманково-магнетитовых сланцах встречаются кварц, амфибол и магнетит или гематит. Реже вместе с амфиболом или, вернее, вместо него встречается бледнозеленый пироксен ряда диопсид-геденбергита, а в отдельных прослоях скопления биотита и мусковита. Большое разнообразие минералов встречается в особых минеральных обособлениях, слагающих гнезда и линзы внутри сланцев. Такие гнезда имеют границы, секущие полосатость и кристаллизационную сланцеватость и возникли после того, как сформировались сланцы. Размер таких гнезд от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в поперечнике. Линзы вытянуты преимущественно вдоль сланцеватости. В одних случаях линзы имеют почти изометрические очертания, в других слу-

чаях это четко видно-перемежающиеся прослои в сланцах. Реже линзы и прослои имеют секущее по отношению к плоскости положение.

В противоположность мелким размерам зерен минералов, слагающих сланцы, минералы, слагающие линзы-скопления, имеют размеры до 2—3 см (кристаллы граната). В линзах встречаются гранат, пироксен диопсид-геденбергитового ряда, роговая обманка, кальцит, эпидот, биотит, кварц, магнетит, сульфиды (пирротин и пирит), пренит и в одном случае турмалин. Минеральные скопления в виде линз и четко выделенных, быстро выклинивающихся прослоев очень красивы и резко выделяются на однообразном фоне зеленовато-серых тонкополосатых сланцев.

Структура участка. Роговообманково-магнетитовые сланцы собраны в крутые, местами изоклинные складки, усложненные мелкими вторичными складочками-пюэчками. Оси мелких складочек, а также оси более крупных складок наклонены к юго-востоку. Исключение представляют случаи перегибов шарниров складок по простираению. Угол наклона примерно 20—25°. С наклоном осей складок совпадают линейность и бороздчатость на поверхностях сланцеватости. Линейность выражается в линейно-параллельном расположении игольчатых кристаллов светлозеленого амфибола, а бороздчатость в валикообразных углублениях и впадинах на поверхностях кристаллизационной сланцеватости, что особенно хорошо видно на обнажениях или в образцах, где вдоль сланцеватости произошел раскол. При ударе кувалдой или молотком расколы вдоль рифленой поверхности кристаллизационной сланцеватости получаются с трудом. Линейность и желобчатость, совпадающие друг с другом, всегда совпадают с осями пюэчек и складок. Благодаря этому в случае невозможности замерить непосредственно наклон осей складок и пюэчек об угле наклона можно судить по наклону линейности или желобков на поверхности сланцеватости.

Размеры складок и складочек измеряются от десятков метров до миллиметров. Соотношение высоты складок (от антиклинального гребешка до шарнира соседнего синклинального изгиба) к ширине складок от 1:1 до 10:1 и больше. Положение осей складок выдерживается более или менее строго. Определение положения осей складок, сделанное в разрезе по наблюдениям над системой синклинальных и антиклинальных перегибов, дает близкие результаты: при очень близких значениях азимутов наклонов осей в небольших пределах варьируют углы наклона. Постоянно встречающиеся пюэчки, линейность и желобчатость позволяют без труда определить координаты ориентировки. Оси складочек (линейность и желобчатость) соответствуют оси b , сланцеватость соответствует плоскости ab , что определяет положение оси a (оси a , b , c взаимно перпендикулярны), ось c перпендикулярна сланцеватости.

Следует несколько слов сказать о характере складок в роговообманково-магнетитовых сланцах. Обращает внимание высокая степень пластичности сланцев, что выражается в строгом параллелизме темных и светлых полосок. И те и другие, как правило, одинаково компетентны, и лишь при внимательном наблюдении обнаруживаются участки, нарушающие это правило. Некомпетентные прослои образуют раздувы, усложненные мелкопюэчатыми вторичными пюэчками. Такие раздувы обогащены агрегатами чешуек и пластинок биотита, местами руд-

ными минералами. Повидимому, такая некомпетентность вызывается резко отличным первичным составом таких прослоев (глинистых), в то время как темные, обогащенные рудным минералом прослой и светлые, обогащенные кварцем, судя по поведению их при складчатости, были одинаково пластичными.

Роговообманково-магнетитовые сланцы разбиваются на мелкие блоки по трещинам отдельности. Наблюдаются следующие системы трещин отдельности: 1) трещины, параллельные сланцеватости, неров-

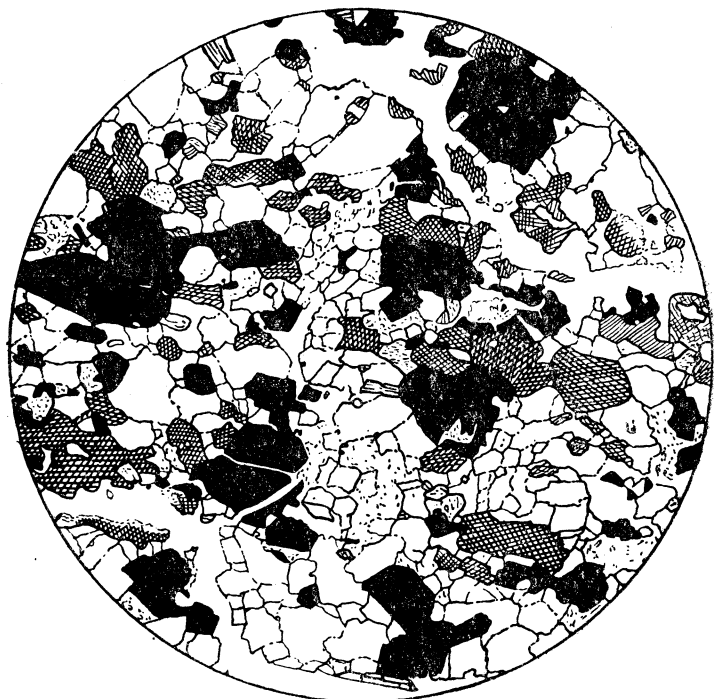


Рис. 159. Роговообманково-магнетитовые сланцы. Шлиф, перпендикулярный оси b . Черное — рудный минерал (магнетит и гематит), заштрихованы зерна амфибола, белое — кварц. Николи \parallel . $\times 87$.

ные, рифленые, 2) редкие и резко выраженные трещины, перпендикулярные линейности (трещины ac), 3) трещины bc , параллельные линейности и перпендикулярные сланцеватости. Последняя система трещин отдельности наиболее совершенная, что особенно резко бросается в глаза, когда выбиваешь образцы из кусков сланцев в отвалах. Можно выбить тонкие плитки, перпендикулярные сланцеватости и параллельные линейности. Наоборот, большие затруднения встречаются при отбивании образцов и кусочков для шлифов в направлении, перпендикулярном линейности (перпендикулярно оси b).

Результаты микроструктурного анализа. Для изучения характера деформаций, которым подвергались сланцы при складчатости, были изучены ориентированные шлифы, изготовленные перпендикулярно всем трем осям (a , b , c). На рис. 159, 160, 161 и 162, выполненных Б. И. Папушис, приведены зарисовки сланцев, различно ориентированных. Рис. 159 изображает зарисовку в сечении,

перпендикулярном оси b ; темное — рудный минерал, заштрихована роговая обманка, светлое — кварц. Обращает внимание, что в большинстве зерен роговой обманки прекрасно видна пересекающаяся спайность. Рис. 160 и 161 выполнены со шлифов $\perp a$. В первом из них зарисовка производилась при слабом увеличении, и поэтому в шлифе хорошо видно послойное расположение рудного минерала и кварца. На рис. 162 ориентировка \perp оси c . Простое сопоставление различно ориентированных сечений указывает на удлинение кристаллов роговой обманки в направлении оси b , на таблитчатые формы развития кристаллов роговой обманки и рудных минералов и на отсутствие ориенти-

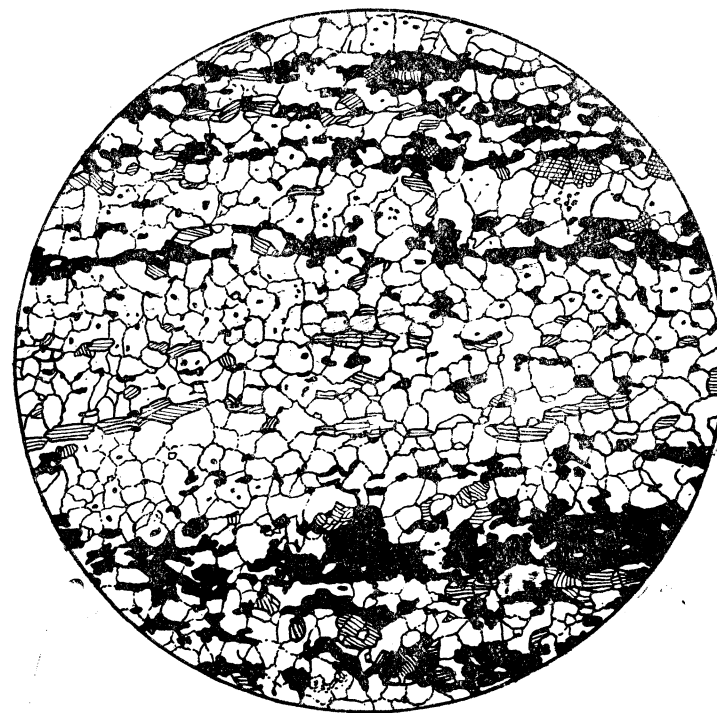
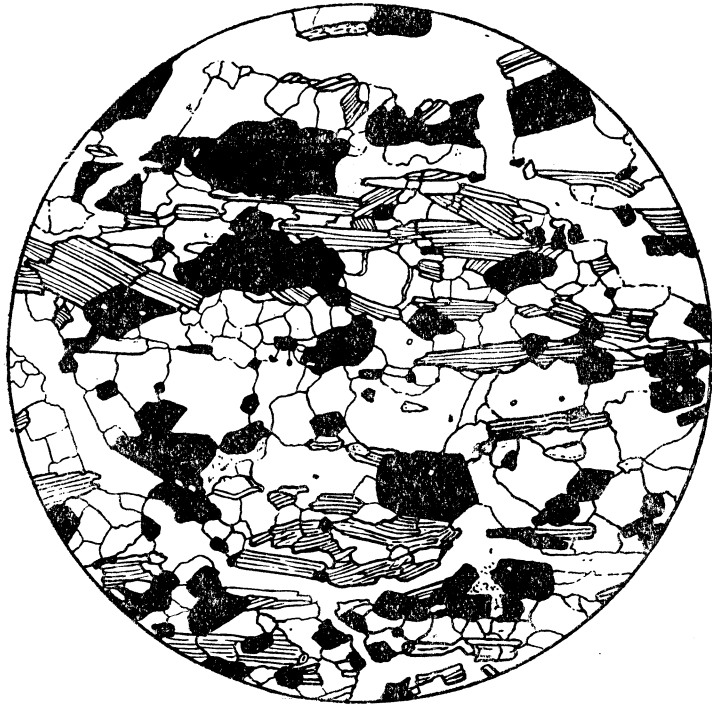
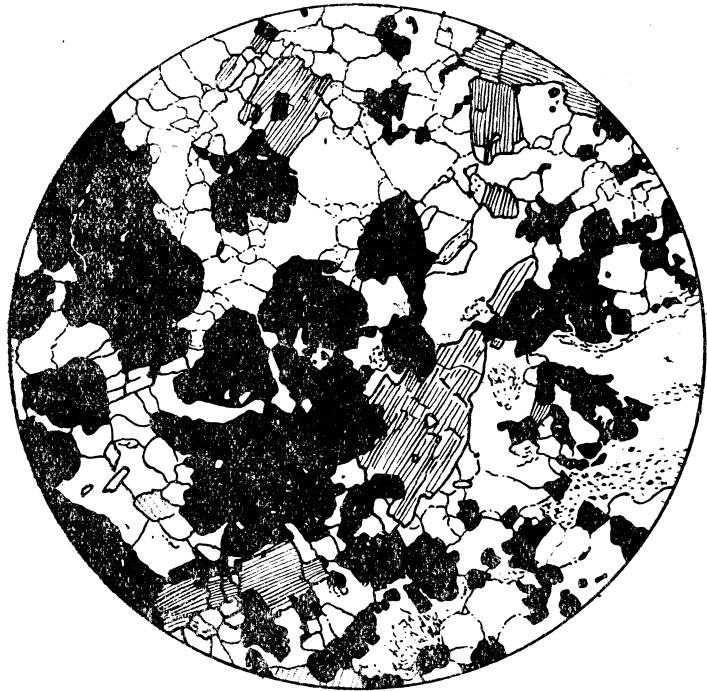


Рис. 160. Шлиф $\perp a$. Обозначения те же, $\times 50$. Николи \parallel .

ровки по форме зерен у кварца. Для определения характера деформации было изучено поведение при деформации зерен кварца и роговой обманки. Прежде всего необходимо отметить, что сланцы обладают гранобластической структурой, кварц обладает ровным погасанием, случаи волнистого погасания сравнительно редки в мелкозернистых породах и обнаруживаются лишь при вращении федоровского столика. Ориентирные диаграммы, составленные по роговой обманке, имеют резко выраженный максимум, совпадающий с осью b (третья кристаллографическая ось удлиненных призмочек роговой обманки совпадает с осями складочек, бороздчатостью и линейностью) (рис. 163).

Более сложный характер узоров имеют ориентирные диаграммы, составленные по кварцу. Для диаграмм типично наличие резко выраженных поясов, осью которых является ось b , и максимумов, совпадающих с осью c . Нередко неполные пояса ac прерываются около оси

Рис. 161. Шлиф $\perp a$. Николи \parallel . $\times 87$.Рис. 162. Шлиф $\perp c$. Николи \parallel . $\times 87$.

a и, наоборот, характеризуются скоплением выходов оптических осей кварца около оси c , вследствие чего с осью совпадает резко выраженный максимум (рис. 164).

Принимая во внимание характерные особенности структур роговообманково-магнетитовых сланцев, описанные выше, нетрудно истолковать значение диаграмм, составленных по кварцу и роговой обманке.

Сланцы обладают типичными узорами R-тектонитов. Резко выраженное линейно-параллельное расположение в сланцах удлинен-

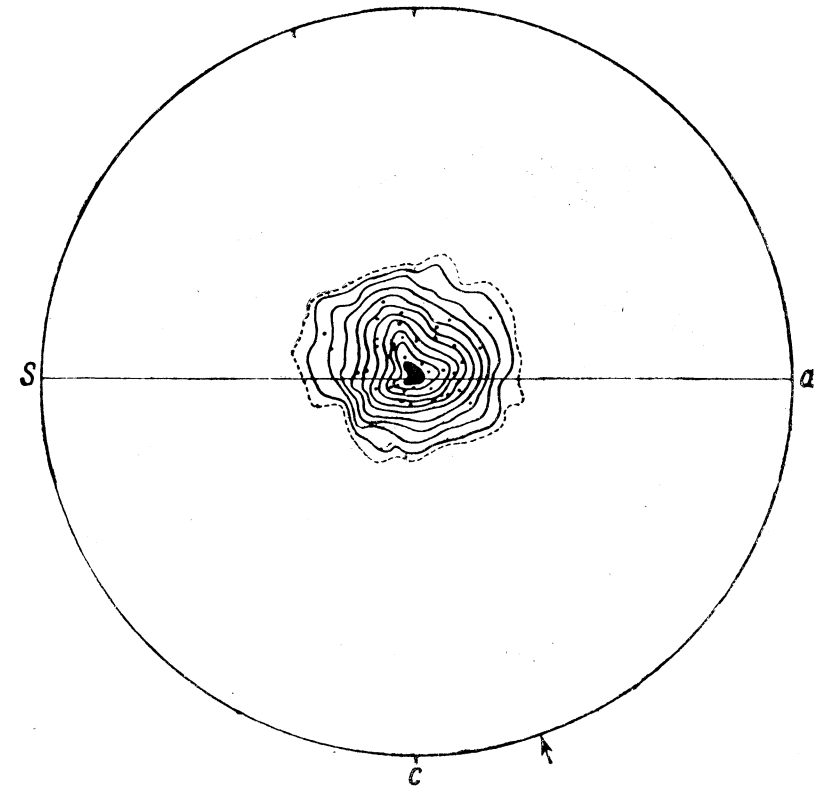


Рис. 163. Ориентирная диаграмма роговообманково-магнетитовых сланцев, составленная по удлиненным кристаллам амфибола. Оси $[001]$ у амфибола совпадают с осью b . R-тектонит, $R = b$. 2—4—8—12—16—20—24—28—32—36—40 %.

ных кристаллов роговой обманки вызвано вращательными дифференциальными движениями, имевшими место при складчатости и одновременной кристаллизации роговой обманки.

Резко выраженный максимум, совпадающий с осью c , на ориентирных диаграммах, составленных по кварцу, указывает на то, что скользящие дифференциальные движения вдоль кристаллизационной сланцеватости происходили вдоль базопинакоида (ориентировка по правилу базопинакоида). Если бы скользящие движения вдоль сланцеватости осуществлялись в зернах кварца вдоль граней призмы, резко выраженные максимумы совпадали бы с осью a (с направлением движения). Как показали исследования А. Хитанен (1939), пластические деформации в

кварце чаще всего совершаются вдоль базопинакоида, причем иногда удается проследить, как зерна кварца сначала деформируются пластически по правилу базопинакоида, а затем, при усилившейся деформации, по правилу призмы. Такое изменение фронта сопровождается разрывами вдоль призмы и появлением тонких трещинок в кварце. Судя по чрезвычайно слабо выраженным следам волнистого погасания и редко наблюдающимся трещинкам внутри зерен кварца, можно утвер-

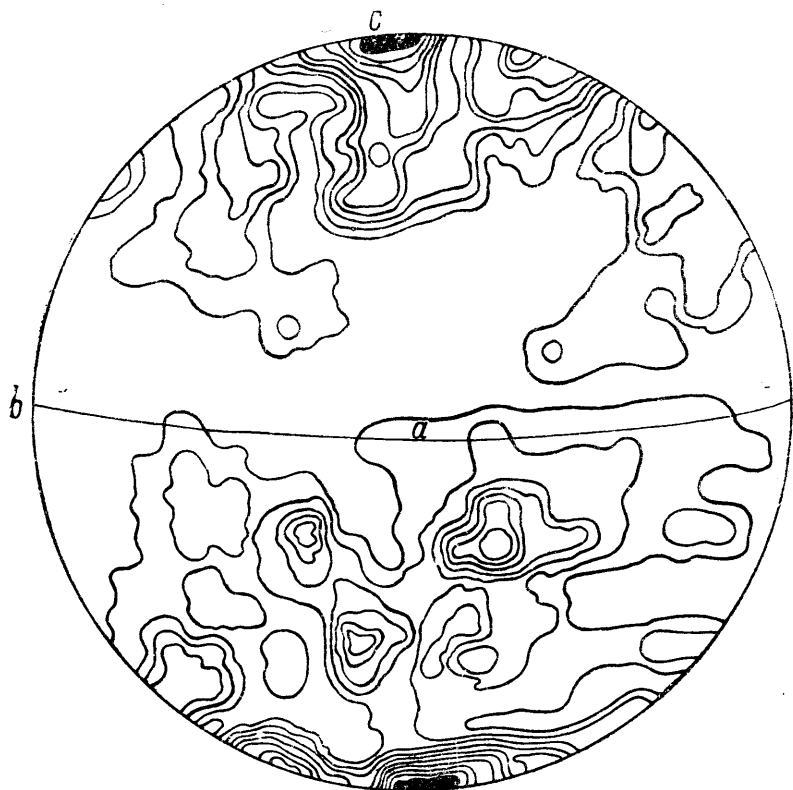


Рис. 164. Роговообманково-магнетитовые сланцы. 150 зерен кварца. Неполный пояс около оси *b*. Резко выраженный максимум, совпадающий с осью *c*, и отсутствие выходов оптических осей зерен кварца около оси *a*. Сложный тектонит, комбинация R- и S-тектонита. $R=b$, максимум около оси *c* указывает на дифференциальные движения в зернах кварца (ориентировка по правилу пинакоида), совершавшиеся параллельно кристаллизационной сланцеватости. $\frac{2}{3}-1\frac{1}{2}-2-2\frac{2}{3}-3\frac{1}{3}-4-4\frac{2}{3}-5\frac{1}{3}-6-6\frac{2}{3}\%$.

ждать, что деформация сланцев происходила в условиях высоко совершенной пластичности. Поясовое строение ориентирных диаграмм, составленных по кварцу, также говорит об R-тектонитовом типе тектонитов.

Соотношение между деформацией и кристаллизацией. Парагенезисы минералов. Каковы соотношения между деформацией и кристаллизацией в сланцах? Судя по поведению минералов в мелких складочках, слагающих тонкие, причудливо изгибающиеся прослои без намека на какие бы то ни было нарушения и катаклаз, можно исключить посткристаллизационный

характер деформации. Кристаллизация совершалась одновременно с деформацией. Очень высокая степень пластичности подвергавшегося деформации материала послужила причиной отсутствия в сланцах нарушений, катаклаза и подвижек в минералах. Таким образом, деформация была паракристаллизационной и кристаллизация синтетектонической. Разобранные соотношения между деформацией и кристаллизацией относятся к минералам, слагающим сланцы, и не имеют отношения к минералам, выполняющим гнезда и линзы в сланцах, состоящие из более крупных зерен граната, магнетита, биотита, кварца, пироксена, диоксид-геденбергитового ряда, эпидота, обыкновенной роговой обманки и кальцита. Судя по режущим кристаллизационную сланцеватость ограничениям таких гнезд и отсутствию следов кристаллизационной сланцеватости внутри гнезд, можно сделать заключение об образовании гнезд после того, как возникла кристаллизационная сланцеватость. Таким образом намечаются две генерации минералов: одна синтетектоническая по отношению к деформации (и складчатости) и другая — посттектоническая по отношению к складчатости. В соответствии с этим следует рассматривать особо парагенезисы минералов, слагающих сланцы, и парагенезисы минералов в гнездах и линзах.

Ассоциация кварца, амфибола, слюды, магнетита в сланцах позволяет относить их к кристаллическим сланцам мезозоны, образовавшимся при наличии интенсивного одностороннего давления (стресса). Под влиянием стресса происходили скользящие дифференциальные движения, обусловившие деформацию сланцев. Минералы, слагающие линзы и гнезда, возникали позднее при отсутствии интенсивного бокового давления.

Влияние пегматитовых и гранитовых жил и кварцевых жил на перекристаллизацию сланцев. Жилы и гнезда пегматитов и гранитов, с одной стороны, и кварцевые жилы, секущие сланцы, с другой, по-разному оказывали контактное влияние на сланцы. Обращает внимание удивительно слабое контактное воздействие, оказываемое пегматитами и гранитами. Местами хорошо выражен режущий характер контактов. Контактная поверхность срезает кристаллизационную сланцеватость в сланцах, в большинстве же случаев контакты параллельны сланцеватости. Очень часто почти совсем не заметно контактное изменение в кварцитах, несмотря на довольно значительную мощность жил пегматита и гранита (0,5—2 м, в редких случаях до 5 м).

Прямо противоположно контактное воздействие кварцевых жил и линз на сланцы. Такой контраст в контактном воздействии кварцевых жилок по сравнению с пегматитами и гранитами особенно ярко проявляется в случаях, когда тонкие, толщиной в несколько миллиметров, секущие кристаллизационную сланцеватость кварцевые жилки вызывают резко бросающуюся в глаза перекристаллизацию в сланцах у зальбандов жилок. В этих случаях в сланцах появляются крупные кристаллы (до 1—2 см длиной) зеленой роговой обманки и магнетита. Так как местами удается проследить, что гнезда и линзы с разнообразными минералами в сланцах соединяются тончайшими кварцевыми прожилочками с кварцевыми жилками, можно сделать заключение о генетической связи кварцевых жилок с гнездами и линзами.

Возрастные соотношения между пегматитами и гранитами и кварцевыми жилками установлены в карьере в северо-западной части месторождения. Здесь кварцевые жилки, пересекающие кристаллизационную

сланцеватость, срезаются контактной поверхностью между пегматитами и сланцами. Это обстоятельство указывает на более позднее происхождение пегматитов и гранитов и на отсутствие генетической связи между кварцевыми жилками, вызывающими перекристаллизацию в сланцах, и пегматитами и гранитами.

Контактное воздействие кварцевых жилок особенно интенсивно сказывается на магнетите в сланцах, который увеличивается в размере зерен около контакта с жилками кварца и местами образует скопления зерен внутри кварцевых жилок и линз. Мощность жилок кварца от нескольких миллиметров до 10—15 см.

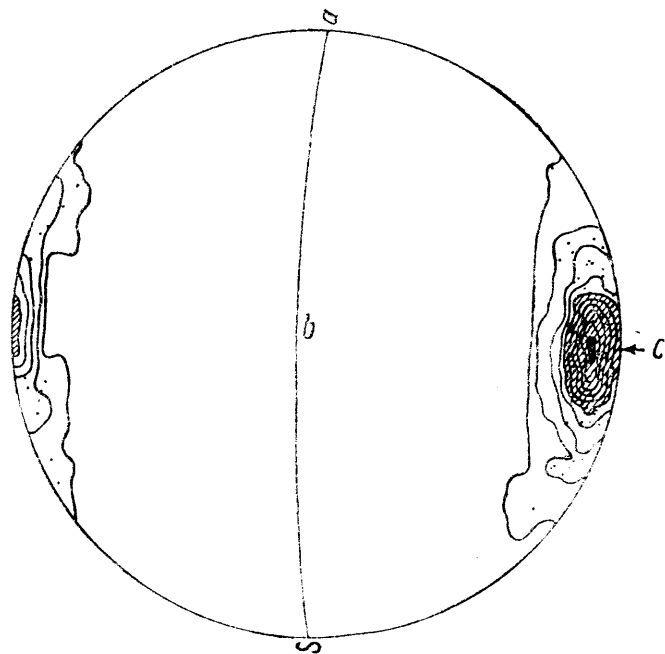


Рис. 165. Слюдяно-роговообманковый гнейс из прослой в роговообманково-магнетитовых сланцах. 150 пластинок слюды. R-тектонит. 4—8—12—16—20—24—28—36 > 36%.

Доказательства седиментогенного происхождения сланцев. Распространено мнение о седиментогенной природе сланцев. Существуют геологические и структурные доказательства седиментогенной природы сланцев. Геологическое доказательство заключается в следующем: сланцы стратиграфически представляют пачки пород, являющихся составной частью седиментогенной свиты биотитовых гнейсов низов архея. На самом месторождении подтверждением справедливости такого мнения может служить залегание сланцев параллельно залеганию подстилающих и перекрывающих биотитовых гнейсов и прослойки биотитовых гнейсов в сланцах. При этом кристаллизационная сланцеватость в гнейсах и сланцах имеет одинаковое положение в пространстве.

Структурные доказательства можно видеть в следующем. Если сланцы и переслаивающиеся с ними биотитовые гнейсы подвергались

одним и тем же тектоническим движениям (деформациям), то они должны обладать одинаковыми микроструктурными узорами.

На рис. 165, 166, 167 изображены ориентирные диаграммы, составленные по слюде, роговой обманке и кварцу из образцов слюдяно-роговообманкового гнейса, слагающего прослой мощностью в несколько метров внутри сланцев. Ориентирные диаграммы, составленные по различным минералам, отчетливо указывают на R-тектонитовое строение породы. Ось *R* совпадает с осью *b*. Оси [001] роговой обманки совпадают с осью *b*, аналогично тому, что мы видим в сланцах. Диаграмма по кварцу обладает поясовым узором и максимумом, совпа-

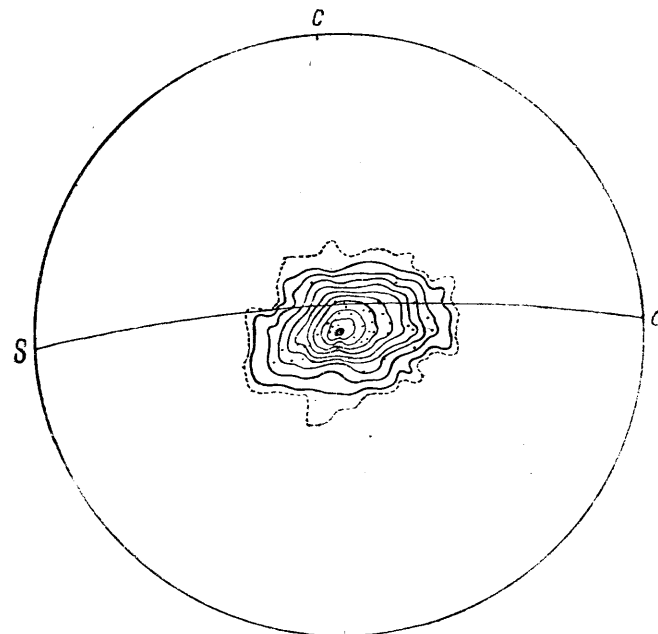


Рис. 166. Слюдяно-роговообманковый гнейс. 50 зерен роговой обманки, R-тектонит. $R=b$. Максимум совпадает с осью *b*. 2—4—8—12—16—20—24—28—32—36—40 > 40%.

дающим с осью *c*, что также указывает на сходство с узорами сланцев. Узоры по слюде обладают неполными поясами около оси *c*.

Сравнение узоров сланцев и гнейсов указывает на одинаковые ориентирующие процессы и, следовательно, на одни и те же причины возникновения закономерной ориентировки в гнейсах и в сланцах.

Генезис полосатой текстуры. При изучении сланцев совершенно неизбежно возникают два очень важных и очень трудных вопроса: 1) что служило источником рудных минералов и 2) каким образом возникла полосатая текстура? Правильный ответ на второй вопрос поможет найти правильное объяснение генезиса роговообманково-магнетитовых сланцев.

Какими данными, полученными на основании структурного анализа, мы располагаем для суждения по второму вопросу? Прежде всего, как это стало ясно после микроструктурного анализа, сланцы являются типичными тектонитами, в формировании которых принимали участие плоскостные скользящие и вращательные

дифференциальные движения с одновременной перекристаллизацией породы. Полосатость совпадает с кристаллизационной сланцеватостью, поэтому можно думать, что кристаллизационная сланцеватость совпадает с первичной полосатостью ранее существовавших тонкослоистых осадочных пород, при деформации превращенных в кристаллические сланцы. В пользу такого предположения говорят следующие наблюдения. Прослой биотитового гнейса седиментогенного происхождения (по Полканову) залегают внутри сланцев, согласно полосатости последних, и, повидимому, имеют одинаковую с гнейсами

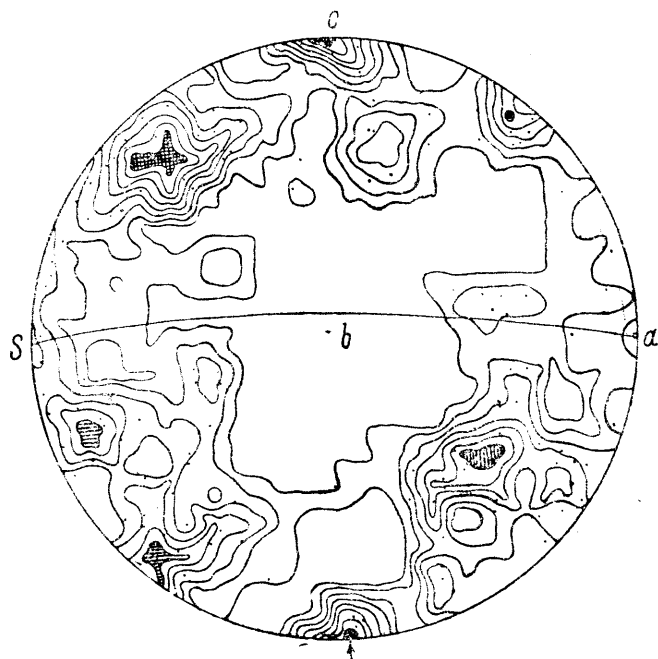


Рис. 167. Слюдяно-роговообманковый гнейс. 200 зерен кварца. Сложный тектонит $R=b$. Отчетливо выраженный максимум, совпадающий с осью c , аналогичен такому же максимуму в железистых кварцитах. $1/2-1-1\frac{1}{2}-2-2\frac{1}{2}-3-3\frac{1}{2}-4 > 40\%$.

микроструктуру. Кроме того, сланцы собраны в идеальные складки изгиба, в которых толщина темных и светлых прослоечков выдерживается в большинстве случаев в различных местах складок и плек. Значительно реже наблюдаются случаи, когда в замках складок и плек происходит утолщение темных, обогащенных рудным минералом прослоев или раздувы в замках складок, обогащенных слюдой. Такие утолщения указывают на дифференциальное перемещение более пластического и более подвижного вещества при складчатости, а также на то, что такого рода утолщения служат указанием на своеобразную метаморфическую дифференциацию, которая проявлялась в незначительных размерах.

Однако следующие структурные особенности, которые наблюдались в сланцах, говорят о том, что вопрос о происхождении полосатости гораздо сложнее, чем это кажется по первому впечатлению.

В некоторых местах в участках с отчетливо выраженной полосатостью встречаются блоки размерами до нескольких десятков сантиметров с менее отчетливо выраженной полосатостью и складочками, представляющими собой реликтовые узоры ранее существовавших полосатости и плейчатости. Реликтовые („первичные“) узоры стираются при возникновении более резко выраженных („вторичных“) узоров.

Ориентирные диаграммы сланцев первой генерации из плейчатых участков также обладают R-тектонитовым строением, у контакта с вмещающими породами (сланцами второй генерации) хорошо видно, как исчезает плейчатость и возникает кристаллизационная сланцеватость, такая же, как и во вмещающих породах.

Для правильного понимания происхождения полосатости очень полезны наблюдения над магнетитом различных генераций. Наличие двух типов узоров (реликтовых и более поздних по времени возникновения узоров с резко выраженной полосатостью) в сланцах указывает на наличие двух генераций — магнетита и гематита. Кроме того, рудный минерал встречается внутри линз и гнезд вместе с другими минералами (более поздняя генерация по отношению к первым двум). Наконец, иногда встречаются жилы и жилки, состоящие почти нацело из кристаллов магнетита размером до 3 мм в поперечнике. Встречена жила в 4,5 см мощностью. Местами резко очерченные контуры таких жилок отсутствуют, часто жилы выклиниваются и иногда имеют неясные, расплывчато очерченные контуры. К этому необходимо добавить описанную выше перекристаллизацию магнетита по соседству с кварцевыми жилками. Эти наблюдения говорят об очень высокой подвижности рудного минерала, который встречается в нескольких генерациях.

Таким образом, полосатость в сланцах скорее всего метаморфогенного происхождения и не является отражением первичной слоистости осадочных пород.

Что же касается вопроса об источнике магнетита, то для решения этого вопроса не имеется данных, если не считать указаний на седиментогенную природу первичного субстрата, за счет которого впоследствии образовались сланцы.

РУДНАЯ БРЕКЧИЯ

Рудная брекчия встречена была в рудной зоне.

Известно несколько текстурных разновидностей руд, слагающих рудную зону. Наиболее интересной из них является так называемая рудная брекчия, состоящая из обломков силикатных пород и рудного цемента.

Рудная брекчия представляет большой интерес с нескольких точек зрения:

1. Микроструктурный анализ рудной брекчии позволяет установить характер движений, которые привели к возникновению зоны, выполненной рудными растворами.

2. Изучение рудной брекчии позволяет установить возрастные соотношения между временем возникновения тектонической зоны и оруденением.

3. Изучение рудной брекчии проливает свет на генезис месторождений.

Состав обломков и цемента рудной брекчии. Рудная брекчия состоит из обломков силикатных пород и цемента, состоящего преимущественно из рудных минералов и подчиненного количества кальцита, кварца, хлорита. Обломки представлены в одних случаях оталькованными ультраосновными породами (серпентинитами), в других — филлитами. Реже в обломках наблюдаются ультраосновные породы и филлиты одновременно. В первом случае цемент преимущественно состоит из рудных минералов, в небольшом количестве встречаются кварц, кальцит и хлорит.

Объемные отношения между обломками и цементом варьируют в широких пределах.

В рудной брекчии обычно отчетливо выражены сланцеватость и слоистость, параллельные стенкам вмещающих пород и наклоненные примерно к югу под углом 38° — 40° и под более крутыми углами. Обломки силикатных пород имеют округлую форму и сплюснуты параллельно сланцеватости, довольно часто отчетливо обнаруживается удлиненная форма обломков; в таких случаях удлинение обломков имеет резко выраженную ориентировку, длинные оси обломков примерно совпадают с падением сланцеватости и слоистости рудной брекчии. В таких случаях брекчия обладает сланцеватой и линейной текстурой. Обращает внимание удивительное постоянство ориентировки сланцеватых и линейных текстур во всех случаях, когда обломки имеют заметно удлиненную форму.

Цемент рудной брекчии не обнаруживает ни макроскопически, ни под микроскопом никаких следов рассланцевания. В некоторых случаях вкрапленники рудного минерала располагаются параллельно сланцеватости. В редких случаях в участках, обедненных обломками, наблюдается удлиненно-таблитчатая форма развития зерен рудного минерала, напоминающая своеобразную трахитоидность.

Обломки рудной брекчии. В случаях, когда хорошо выражена линейно-параллельная текстура, обломки имеют форму удлиненных линз, вытянутых по падению и сплюснутых параллельно сланцеватости. Длинные оси обломков совпадают с падением сланцеватости. В сечениях, перпендикулярных к удлинению, форма обломков округлая и слегка вытянутая по сланцеватости; в сечениях, параллельных удлинению и перпендикулярных сланцеватости, обломки имеют резко удлиненную и узкую форму. В сечениях, параллельных сланцеватости, форма обломков удлиненная и широкая. В тех местах, где удлинение обломков выражено не отчетливо, обломки приближаются к изометрическим очертаниям и менее округлены.

На рис. 168, А изображена форма обломков в сечении, перпендикулярном линейности, а на рис. 168, Б—форма обломков в том же образце на поверхности, параллельной сланцеватости. Широкие и вытянутые параллельно линейности обломки разбиты поперечными трещинками, выполненными рудным минералом.

Размеры обломков варьируют в пределах от нескольких сантиметров до нескольких миллиметров в поперечнике.

Обломки ультраосновных пород состоят из талька, серпентина, хлорита, редких зерен карбоната и зерен рудного минерала. Преобладает тальк. Местами хорошо сохранилась реликтовая структура серпентинитов (перидотитов). Пойкилитовая структура при рассланцевании исчезает и заменяется лепидобластической на другом участке того же обломка, подвергнутого рассланцеванию. При рассланцевании происхо-

дит оталькование серпентинитов. Наряду с этим оталькованию подвергаются и слабо рассланцованные обломки серпентинита. Очень часто обломки окружены тонкой сланцеватой оболочкой, состоящей из пластинок талька. Оболочка измеряется долями миллиметра и иногда облекает по периферии весь обломок, но чаще оболочка не сплошная, а прерывистая.

В редких случаях весь обломок тонко рассланцован, и сланцеватость дугообразно или S-образно изгибается; в таких случаях вместо серпентинитов имеем дело с тальковым сланцем с лепидобластической структурой.

Довольно часто можно наблюдать, как обломок брекчируется, разбивается на отдельные составные части, при этом эти части не-

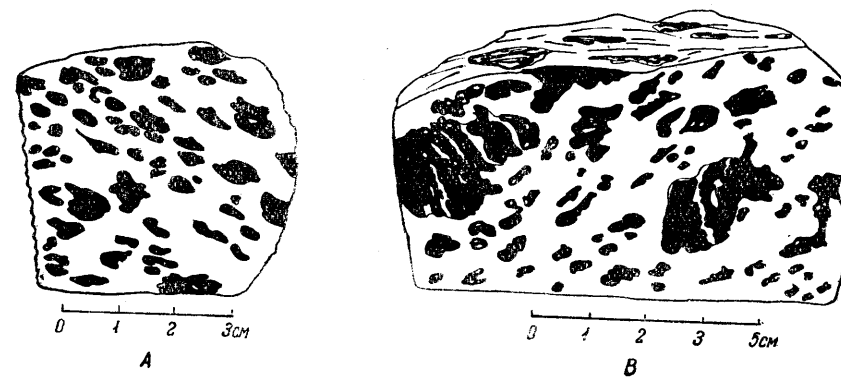


Рис. 168. А. Образец рудной брекчии, приколпированной перпендикулярно линейности. Черное — обломки силикатных пород, светлое — рудный минерал. В. Рудная брекчия в сечении, параллельном сланцеватости. Тот же образец, что и А.

редко приобретают округлую форму и рассланцовываются. Промежутки между такими участками выполняются рудными минералами.

Обломки филлита состоят из тонкозернистого агрегата зерен кварца, альбита и чешуек хлорита. Отчетливо выражены сланцеватая текстура и лепидобластическая структура.

Довольно часто как в обломках ультраосновных пород, так и филлитов можно наблюдать S-образные изгибы тонких слоев сплюснутых обломков. Это явление хорошо видно на рис. 169, А, где края двух соседних обломков оталькованного серпентинита изогнуты в виде буквы S. На другом рисунке (рис. 169, В) такой же изгиб хорошо заметен с края обломка филлита. Возникшие при изгибе трещинки позднее были выполнены рудными минералами.

В некоторых случаях удается наблюдать на удлиненных обломках брекчии трещинки, поперечные к направлению удлинения и выполненные рудными минералами (рис. 168, Б).

Иногда обломки брекчии рассекаются тонкими жилками. В обломках оталькованных ультраосновных пород жилки слагаются кальцитом и рудными минералами, в обломках филлитов — кварцем обычно с рудными минералами, в незначительных количествах встречаются кальцит и хлорит.

К интересной и сравнительно редко встречающейся детали следует отнести перистые трещины.

На рис. 170 изображены перистые трещины на краю обломков оталькованного серпентинита, соприкасающегося с другим обломком такой же породы. Трещинки выполнены рудными минералами. Промежутки между рудными минералами сложены пластинчатым тальком. Пластинки вытянуты в том же направлении, что и трещинки. Подобного рода перистые трещинки можно наблюдать и внутри обломков, и в этом случае трещинки выполнены рудными минералами.

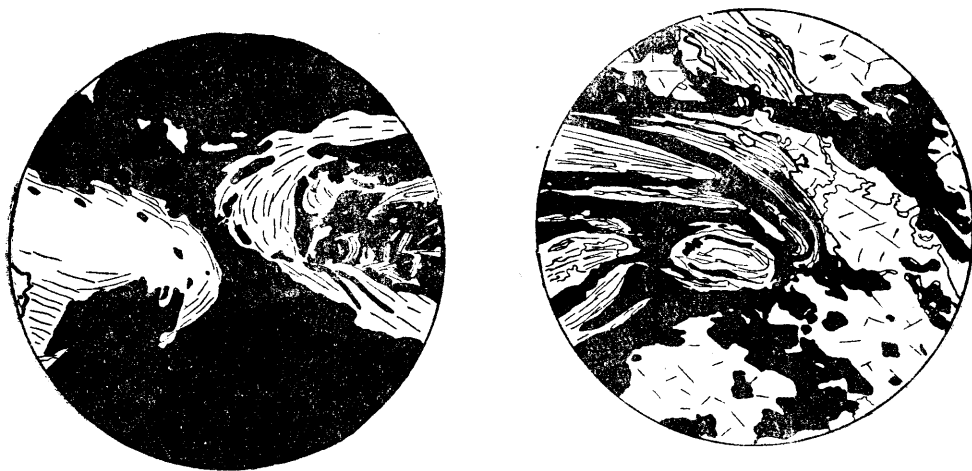


Рис. 169. А — S-образные изгибы концов обломков оталькованного и рассланцованного серпентинита в рудной брекчии. Светлое — обломки силикатной породы, черное — рудный минерал. Увеличение 20. В — S-образные изгибы концов оруденелого филлита в рудной брекчии. Полосатые — филлиты. В цементе черное — рудный минерал и светлое — кварц. Увеличение 20.

Цемент рудной брекчии. К рудным минералам в цементе примешиваются карбонат (кальцит) в брекчии с обломками измененных ультраосновных пород и почти постоянно кварц в брекчии с обломками филлитов. Гнезда кварца и кальцита встречаются как в рудной брекчии, так и внутри сплошной руды.

В рудном цементе иногда хорошо видны отпечатки обломков с отчетливо выраженными структурными особенностями поверхности обломков.

Рудные минералы наблюдаются не только в цементе, но и внутри обломков. Наиболее часто встречающиеся формы развития рудных минералов внутри обломков это — выполнение участков и полосок параллельно сланцеватости.

В случае брекчирования обломков, рудные минералы выполняют промежутки между участками брекчированного обломка. Кроме того, как уже отмечалось выше, рудные минералы встречаются в жилках внутри обломков вместе с карбонатами в рудной брекчии с обломками ультраосновных пород и вместе с кварцем в рудной брекчии с обломками филлитов.

Наконец, зерна рудных минералов встречаются в виде вкрапленности внутри обломков.

Микроструктурный анализ рудной брекчии. В образцах с линейно-параллельной текстурой рудной брекчии были взяты ориентированные образцы и изучены ориентированные шлифы. С поверхностью сланцеватости (поверхность S) совпадает плоскость (ab) , ось $[b]$ совпадает с удлинением обломков, ось $[a]$ с простирием сланцеватости, ось $[c]$ перпендикулярна сланцеватости. Выбор осей $[a]$ и $[b]$ произведен на следующих основаниях: удлинение обломков совпадает с осями S-образных изгибов тонких краев обломков, поэтому удлинение совпадает с осью $[b]$. Характер узора на ориентирных диаграммах подтверждает правильность выбора осей координат.

Ориентирные диаграммы (рис. 171, А и В) составлены по шлифам рудной брекчии с обломками оталькованного серпентинита. Оба шлифа изготовлены из сечений, перпендикулярных линейности (оси b).



Рис. 170. Перистые трещины в обломке оталькованного серпентинита из рудной брекчии. Черное — рудные минералы. Светлое — оталькованный серпентинит, светлое с полосками — листочки талька. Увеличение 40.

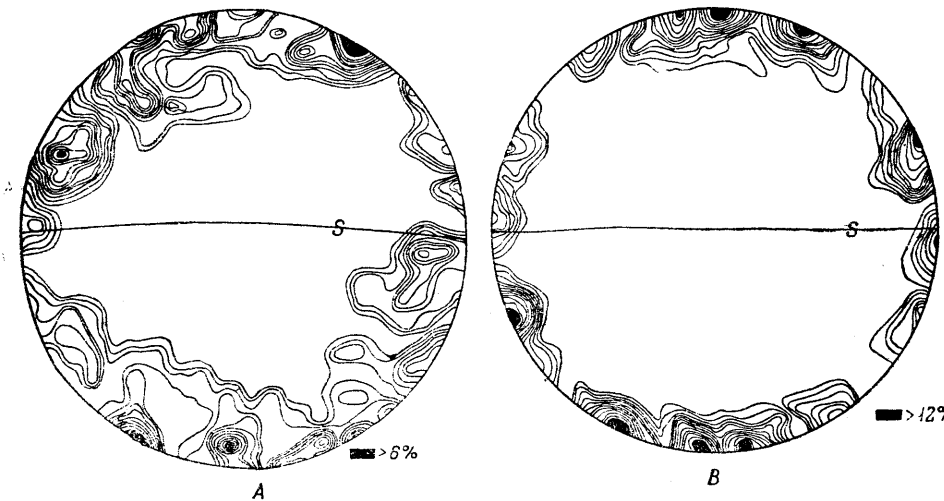


Рис. 171. А. Рудная брекчия в сечении, перпендикулярном линейности. Диаграмма составлена по тальку из оболочек вокруг обломков. Полюсы спайности (001) у талька. 200 пластинок талька. $1/2-1-1\frac{1}{2}-2-2\frac{1}{2}-3-3\frac{1}{2}-4-4\frac{1}{2}-5-5\frac{1}{2} > 6\%$. В. Диаграмма составлена по пластинкам талька из оболочек вокруг обломков. 110 пластинок талька. S — сланцеватость. Образец рудной брекчии с обломками оталькованного серпентинита из керна, $1-2-3-4-5-6-7-8-9-10-11 > 12\%$.

На диаграммы наносились полюсы спайности (001) пластинок талька из тонкосланцеватых оболочек вокруг обломков.

Узоры на той и другой диаграмме почти одинаковые и характеризуются поясовым узором с осью пояса, совпадающей с осью $[b]$. Это типичные R-поясовые узоры тектонитов, указывающие на вращательные дифференциальные движения при тектонических процессах.

Ориентирных диаграмм по пластинкам хлорита из обломков филлита не составлялось, но, судя по S-образным изгибам сланцеватости тонких краев обломков филлита, более отчетливо выраженных, чем в обломках оталькованного серпентинита, характер диаграмм будет тот же, что на рис. 171, А и В.

Ориентирная диаграмма (рис. 172, А) составлена по кварцу из цемента рудной брекчии. Зерна кварца вместе с зернами рудных ми-

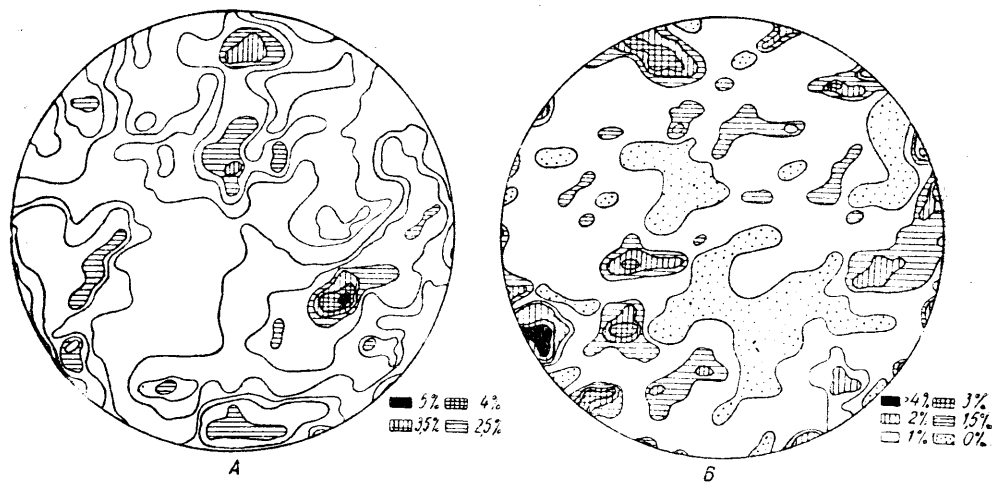


Рис. 172. А. Зерна кварца в цементе рудной брекчии с обломками филлита из керна. Оптические оси 125 зерен кварца. $1-1\frac{1}{2}-2\frac{1}{2}-3\frac{1}{2}-4 > 50\%$. В. Альбит из цемента безрудной брекчии из керна. 130 зерен альбита. Нанесены полюсы спайности (010). $0-1-1\frac{1}{2}-2-3 > 40\%$.

нералов и редкими зернами кальцита слагают цемент рудной брекчии с обломками филлита. Обращает внимание отсутствие закономерной ориентировки оптических осей зерен кварца.

Ориентирная диаграмма (рис. 172, В) составлена по альбиту—из цемента так называемой безрудной брекчии, встреченной на продолжении рудной брекчии. Образец рудной брекчии из обломков филлита и цемента из альбита и кварца был взят из керна буровой скважины. На диаграмму наносились полюсы спайности по (010) удлиненных лейст альбита. И в этом случае закономерная ориентировка, как это видно на диаграмме, отсутствует.

О характере тектонических движений, приведших к возникновению рудной брекчии. Закономерно ориентированное расположение обломков в рудной брекчии является отражением закономерно ориентированного направления тектонических движений, которые послужили причиной возникновения тектонической (рудной) зоны, заполненной рудными минералами (растворами). Постоянство ориентировки линейно-параллельного расположения обломков в рудной брекчии говорит о выдержанном направлении тектонических движений.

Характер узоров позволяет определить это направление. R-тектонитовые узоры возникают при движениях, перпендикулярных оси узора (оси $R=b$). Ось R, совпадающая с направлением падения рудной зоны, таким образом указывает на горизонтальные движения, совпадающие с направлением простирания рудной зоны.

Кроме того, узоры позволяют судить и о характере тектонических движений. Это были движения, параллельные стенкам рудной зоны и параллельные сланцеватости и сопровождающиеся вращательными движениями вокруг длинных осей галек. Во время вращательных движений возникла также тонкая оболочка расланцевания вокруг галек. По такой же причине возникли S-образные изгибы тонких концов галек.

Возрастная последовательность возникновения тектонической (рудной) зоны с брекчией трения и процессов оруденения. Довольно широко распространено мнение, что рудоотложение происходило одновременно с образованием тектонической зоны и что, таким образом, тектонические движения, послужившие причиной возникновения тектонической зоны, были причиной, обусловившей поднятие рудной магмы.

Сопоставление узоров, составленных по обломкам, с узорами цемента позволяет ответить на вопрос о последовательности возникновения тектонической зоны и рудоотложения.

Рудные минералы, цементирующие брекчию, обладают зернистой структурой, не обнаруживают следов катаклаза за редкими исключениями, когда в рудной брекчии наблюдаются пострудные незначительные подвижки.

Исходя из предположения, что рудные минералы в цементе брекчии образовались одновременно с другими минералами в цементе же, можно утверждать, что процессы рудоотложения происходили после того, как образовалась тектоническая зона. Этот вывод основывается на том, что минералы, слагающие цемент, никаких следов тектонических движений не несут, тектонические узоры в них отсутствуют.

Таким образом, последовательность была такая: сначала возникла тектоническая зона, затем происходило рудоотложение. Процессы рудоотложения происходили в спокойной обстановке при отсутствии тектонических движений.

К этому следует добавить следующее: в некоторых случаях в сплошных рудах рудной зоны довольно хорошо выражены полосатые текстуры с удлиненными таблитчатыми формами развития зерен рудного минерала. Возможно, что такие полосатые текстуры возникли как следствие движения и пластических деформаций руд. Но если даже и возможно допустить такое объяснение, то необходимо сделать предположение, что эти движения были очень слабыми. Под влиянием их пластически деформировались рудные минералы лишь некоторых участков рудной зоны, в то время как другие минералы, такие как кварц и альбит, не реагировали на них. Этот вопрос требует дополнительных исследований.

Некоторые соображения о физико-химических условиях, при которых происходило рудоотложение. Состав рудных минералов рудной зоны и, в частности, рудной брекчии не отличается большим разнообразием.

Предполагается, что руды рудной зоны кристаллизовались из так называемой рудной магмы.

Допущение возможности кристаллизации руд за счет рудной магмы, естественно, предполагает высокую температуру кристаллизации руд. Высокая температура неизбежно должна была воздействовать на перекристаллизацию обломков силикатных пород.

Согласно новым экспериментальным данным, возникновение оливина и бластических (роговиковых) структур при перекристаллизации серпентиновых пород происходит при сравнительно низких температурах (примерно при 400°) (Боуэн, 1949).

Что же наблюдается в обломках рудной брекчии? Несмотря на небольшие размеры обломков, окруженных со всех сторон рудой (рудной магмой), нигде не обнаружено следов перекристаллизации под влиянием высокой температуры. Нередко сохраняются реликтовые структуры внутри и хорошо сохраняются катакластические, брекчиевидные структуры в отдельных обломках с округленными краями.

Из минералов новообразований, развивающихся довольно интенсивно в обломках, на первом месте следует поставить тальк. В некоторых случаях хорошо видно, как по краям обломков развиваются агрегаты пластинок талька, в то время как внутри обломков сохраняется серпентин. Попутно с тальком развиваются зерна карбоната (кальцита) и пластинки хлорита в обломках ультраосновных пород. Сравнительно редко в небольшом количестве встречается тремолит. В обломках филлитов развивается хлорит.

В тесной генетической связи находятся мощные метаморфические изменения надрудной толщи вмещающих пород, слагающих висячий бок рудной зоны. Мощность зоны измененных пород находится в прямой зависимости от мощности рудной зоны и мощности рудных тел. Процессы рудоотложения сопровождалась гидротермальным изменением как обломков рудной брекчии, так и вмещающих пород висячего бока. Такая ассоциация минералов, как тальк, хлорит, серицит, кальцит внутри обломков и кварц, кальцит и хлорит с рудными минералами служат указанием на низкую температуру кристаллизации руд. Рудный раствор был очень богат водой и по своим свойствам, повидимому, представлял собою гидротермальный, сравнительно низкотемпературный раствор.

О названии „рудная брекчия“. Название „рудная брекчия“ неточно, правильнее называть эту породу оруденелой тектонической брекчией, а рудную зону—оруденелой тектонической зоной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Примеры микроструктурного анализа, которые здесь приведены, с достаточной убедительностью показывают, сколь плодотворными оказались идеи микроструктурного анализа в различных областях геологических знаний, в петрологии, тектонике, стратиграфии, четвертичной геологии, экспериментальной тектонике, в учении о рудных месторождениях и т. п.

За последнее время число примеров практического применения микроструктурного анализа в различных областях геологии начало быстро возрастать.

На небольшом количестве примеров можно было убедиться, что микроструктурный анализ в сочетании со структурным анализом интрузивных массивов дает возможность исследователю производить наи-

более полно структурные исследования плутонов и разрешать подчас очень сложные геологические и петрологические проблемы. Правильное понимание структур и микроструктур (узоров) интрузивных массивов должно быть положено в основу любого детального петрологического исследования.

К сожалению, в настоящее время известны лишь редкие случаи совокупного структурного и микроструктурного анализа отдельных плутонов. Нет никакого сомнения, что в недалеком будущем структурный и микроструктурный анализы из двух самостоятельных методов исследования превратятся в дополняющий один по отношению к другому способ исследования единого структурного анализа, в задачи которого будет входить, как один частный случай, применение методов структурного изучения при исследовании плутонов, наряду с применением структурного анализа при разрешении различных вопросов стратиграфии, тектоники, экспериментальной геологии, минералогии, рудных месторождений, четвертичной геологии, гляциологии и т. д.

Глава IX

СПОСОБЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

ПРИНЦИПЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ, ИНТРУЗИВНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Плутоны с резко выраженной первичной полосатостью напоминают слоистые осадочные породы. Несмотря на то, что это сходство чисто внешнее, все же оно позволяет при изучении первично-полосатых пород пользоваться с большим успехом теми же методами, какими пользуются при стратиграфическом изучении осадочных пород. Применение методики стратиграфического изучения осадочных пород часто бывает очень полезным и необходимым при исследовании районов, сложенных эффузивными, интрузивными и метаморфическими породами.

Стратиграфическое изучение осадочных пород. Стратиграфическое изучение осадочных пород слагается из следующих элементов: а) изучение отдельной породы или горизонта (слоя, пласта) в свите осадочных пород; б) изучение разреза свиты осадочных пород и в) изучение и картирование свит осадочных пород на отдельных участках или на значительной площади.

Различные вопросы, возникающие при стратиграфическом изучении осадочных пород, приведены в табл. 10.

Таблица 10

а) Изучение отдельного горизонта (пласта, слоя)

1) Вещественный состав пласта

Минералогический состав
Петрографический состав
Форма зерен (частиц)
Ориентировка отдельных составных частей породы
Физические и химические свойства отдельных составных частей

- 2) Мощность
- 3) Характер распределения отдельных составных частей пласта вкрест простирания
Сравнение верхней и нижней частей пласта
- 4) Положение пласта в пространстве и характер поведения его по простиранию
- 5) Детальное изучение и сборы органических остатков

б) Изучение разреза свиты осадочных пород

- 1) Вещественный состав отдельных пластов
- 2) Число и мощность отдельных пластов и мощность всего разреза
Характер напластования
- 3) Структура разреза
Форма поверхности контакта между отдельными пластами
- 4) Характер контакта между отдельными пластами (резкие и нерезкие контакты, пространственное положение контактной поверхности, соотношение пластов между собою)
- 5) Сравнение отдельных частей разреза между собою
- 6) Характер переслаивания отдельных пластов
- 7) Характер изменения пластов по простиранию
- 8) Детальное изучение и сборы органических остатков

в) Изучение и картирование свит осадочных пород на отдельных участках или на значительной площади

- 1) Фациальные изменения отдельных пластов и свит осадочных пород по простиранию
- 2) Сравнение разрезов, составленных в различных местах
- 3) Изменение мощности и характера залегания отдельных свит по простиранию
- 4) Детальное исследование стратиграфических и тектонических контактов между отдельными свитами осадочных пород
- 5) Детальное изучение характера распределения органических остатков в отдельных свитах осадочных пород
- 6) Нанесение на карту результатов наблюдений

Изучение туфогенных пород. Туфогенные породы нередко находятся в тесном сообществе с осадочными породами, переслаиваются с последними. Методы изучения осадочных пород вполне применимы к изучению туфогенных пород.

Изучение эффузивов. Рассмотрим сначала эффузивы, производные подводных излияний, переслаивающиеся с осадочными и туфогенными породами. Приведем два конкретных примера.

В районе Сегозера, в Карелии, на размытую поверхность архейских гнейсов налегают базальные конгломераты, переходящие в грубозернистые аркозовые песчаники. Спилиты слагают несколько покровов, переслаивающихся с кварцитами, сланцами и доломитами. При изучении разрезов обнаружено постоянство в составе пород по простиранию на больших расстояниях. Стратиграфическое изучение протерозоя Балтийского щита показало удивительное постоянство разрезов нижней части протерозоя (карельская формация) на огромных пространствах Карелии и Финляндии.

Переслаивание, иногда довольно тонкое, покровов эффузивов различного петрографического состава с прослоями осадочных и туфогенных пород характерно для различных отделов палеозоя в Рудном Алтае и Калбе, в особенности для девона. Такое переслаивание очень широко распространено.

Детальное изучение разрезов дало много нового для познания петрологии эффузивов Алтая. Между прочим, детальное стратиграфическое изучение эффузивов Алтая и Калбы показало, что в среднем девоне происходили, например, в различных местах этого района наземные и подводные излияния (Елисеев, 1938).

На основании изучения эффузивов, производных подводных излияний, можно сделать следующие заключения:

1. Составление разрезов и вообще применение методов изучения осадочных пород при изучении эффузивов безусловно необходимо.

2. Составление разрезов эффузивных пород, переслаивающихся с осадочными и туфогенными породами, дает возможность определить возраст эффузивов.

3. При помощи детального изучения разрезов можно определить характер излияний (наземные, подводные, мелководные, глубоководные, прибрежные излияния).

4. Ряд петрологических вопросов может быть правильно разрешен только лишь при помощи стратиграфического изучения эффузивов (вопросы дифференциации, изменения химического и петрографического состава лав в пространстве и во времени и др.).

5. Сравнительное изучение нижней и верхней частей покровов дает возможность надежно отличить верхнюю от нижней части покрова (Елисеев, 1929, 1938), что, очевидно, имеет особенно важное значение в случаях опрокинутого залегания и что должно быть должным образом использовано при изучении осадочных пород.

Таким образом, при исследовании эффузивов, образовавшихся в условиях подводных излияний, вполне применимы методы, которыми пользуются при изучении осадочных пород.

В какой степени применимы принципы стратиграфического изучения осадочных пород при исследовании страто-вулканов и щитовых вулканов? При изучении страто-вулканов отдельные разрезы, даже составленные на небольшом расстоянии, могут обнаружить совершенно различное строение и различный петрографический состав. Кроме того, отдельные участки, расположенные рядом, могут возникнуть в различное время, но тем не менее и здесь, по мнению автора, составление разрезов и прослеживание по простиранию и вкрест простирания отдельных потоков лав и прослоев туфов могут установить последовательность излияния лав и изменения в составе магмы во время отдельных стадий излияний, а также выяснить многие детали вулканической деятельности.

Ряд вопросов, возникающих при изучении щитовых вулканов, очевидно, может быть разрешен при применении методов стратиграфического изучения осадочных пород.

Стратиграфическое изучение интрузивных пород. При изучении первично-расслоенных плутонов применяются, благодаря их внешнему сходству со слоистыми осадочными породами, приемы стратиграфического изучения, сходные с приемами, применяемыми при изучении последних: составляются разрезы, прослеживаются горизонты по простиранию, сравниваются разрезы, составленные в различных местах плутона, определяется мощность различных комплексов пород. С особой тщательностью наносятся опорные горизонты, которые очень часто являются в то же время и рудоносными.

Как показал метод картирования первично-расслоенных плутонов, первичная полосатость позволяет прослеживать отдельные горизонты (пласты) иногда на большие расстояния, что бывает особенно важно при нанесении на карту и при изучении и разведке рудных пластовых залежей. Детальная карта того или иного участка первично-расслоенного плутона очень напоминает пластовую карту. Изучение структуры различных интрузивных комплексов в сложных плутонах

является иногда единственно возможным и надежным средством при установлении возрастной последовательности различных фаз интрузии, что приобретает исключительное значение в случаях, когда в различные фазы интрузии возникли комплексы пород примерно одинакового петрографического состава.

Стратиграфическое изучение плутонов с неотчетливой структурой течения и бесструктурных плутонов сводится к изучению краевых

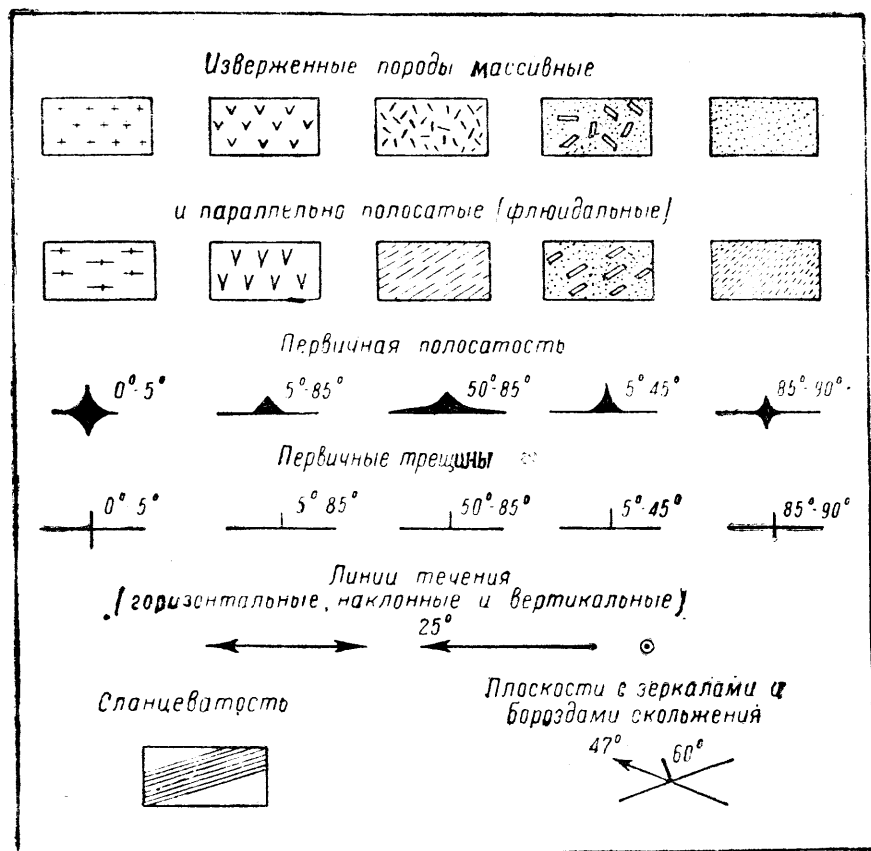


Рис. 173. Условные обозначения на геологических картах и разрезах.

зон, к которым нередко приурочено оруденение в краевых трещинах, к изучению контактовых и контактово-метасоматических изменений вмещающих пород, к сравнению верхней и нижней частей плутона и к установлению последовательности фаз интрузии в сложных интрузивных массивах. При помощи микроструктурного анализа иногда можно обнаружить анизотропное строение плутона и таким образом разобраться, как это показали интересные исследования Марошека над одним из гранитных массивов в Австрии, в структуре внешне бесструктурного плутона.

Стратиграфическое изучение метаморфических пород. Приведем примеры стратиграфического изучения метаморфических пород прииртышской тектонической зоны.

В узкой зоне прииртышских кристаллических сланцев шириной до 5—6 км, по простиранию прослеживающихся на 1000 км, наблюдается переслаивание кристаллических сланцев различного состава, различных зон метаморфизма с первичными гранито-гнейсами. Детальное изучение взаимоотношений различных пород в разрезах установило, что причинами возникновения кристаллических сланцев в столь узкой тектонической зоне являются, с одной стороны, дислокационный метаморфизм и, с другой, синтетектоническая интрузия гранитной магмы. На детальных разрезах хорошо видна приуроченность кристаллических сланцев глубокой зоны к контакту с интрузивными породами, что объясняет причину совместного нахождения и послойного чередования кристаллических сланцев различных зон.

В таких разрезах можно наметить опорные горизонты, проследить по простиранию отдельные горизонты и свиты пород, сравнивать разрезы из различных мест с целью выяснения сходных и различных черт петрографического состава, интенсивности дислокационного метаморфизма, температурных условий и т. д.

Только на основе стратиграфического изучения петрологические исследования кристаллических сланцев могут ответить на вопрос о генезисе кристаллических сланцев и на вопрос о том, какое место занимают сланцы в геологической истории района.

Большой интерес представляют метаморфические породы, слагающие тектонические зоны Памира, Урала и Таймыра. Ценные данные удалось получить геологам при изучении пород тектонической зоны на Памире. Несомненно, что стратиграфическое изучение метаморфических пород Урала и Таймыра даст в недалеком будущем хорошие результаты. При изучении метаморфических пород кристаллических щитов особо важное значение приобретают наблюдения над характером стратиграфических и тектонических контактов между отдельными комплексами пород и над характером стратиграфических несогласий, прослеживание отдельных свит по простиранию, изучение фаций глубинности, изучение и сравнение разрезов, наблюдения над изменениями мощности свит по простиранию.

Отсутствие фаунистических данных усложняет вопрос о возрастных соотношениях различных комплексов метаморфических пород и заставляет с особой тщательностью заниматься стратиграфическим изучением, причем применяемые здесь методы имеют много общего с методами стратиграфического изучения осадочных пород.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ СТРУКТУРНЫХ КАРТ

При изучении внутренней структуры плутонов обычно составляют две карты — геологическую и структурную. Необходимость в отдельной структурной карте особенно чувствуется, когда исследования ведутся довольно детально и когда нанесение на карту элементов структур и геологических деталей загромождает отдельные участки карты и создает затруднения в ее составлении. На картах же более мелкого масштаба и на сводных картах элементы структур наносятся на геологическую основу, и таким образом получается единая структурно-геологическая карта.

При составлении структурной карты для обозначения различных элементов геологических структур пользуются общепринятой системой значков, которую мы и приводим в виде таблицы, изображенной на рис. 173.

Помимо карты всего плутона или заснятого района, составляются структурные и геологические карты крупного масштаба на отдельных участках плутона, которые или имеют более сложное строение, или представляют особый интерес. Такие детальные карты обычно составляются там, где непосредственно наблюдаются контакты различных комплексов пород, в местах сложного строения, в местах отклонений структуры от общего плана, в местах, заслуживающих особого интереса с точки зрения полезных ископаемых, и т. д. Кроме составления детальных карт, рекомендуется как можно чаще прибегать к помощи зарисовок. Описанные словами геологические соотношения, как бы подробно записи ни составлялись, всегда уступают зарисовкам. Зарисовки ярче, нагляднее и беспристрастнее передают сущность явлений и способствуют выработке четкого и объективного метода работы.

Детальные геологические карты помогают лучше, объективнее и содержательнее составить структурную карту всего района, помогают исправить и дополнить отдельные участки сводной карты.

Само собой разумеется, что структурная карта, как и геологическая, составляется в поле. Составление карты в кабинете по записям в дневниках говорит о неумении работать. Карта как геологическая, так и структурная окончательно составляется в поле, в процессе же камеральной обработки в карту вносятся лишь исправления и уточнения в связи с детальной обработкой петрографического материала и с данными микроструктурного анализа.

ИЗОБРАЖЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗЛИЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ

На картах мелкого масштаба, а также на сводных картах геологические и структурные данные наносятся на одну структурно-геологическую карту. Поэтому при выборе условных обозначений необходимо быть очень внимательным. В таких случаях условными обозначениями, которые употребляются при составлении специальных структурных карт, обычно не пользуются, а эти обозначения подбирают так, чтобы они могли выражать особенности геологических структур.

Предположим, что в изученном районе имеются два плутона — один с хорошо выраженными первичными структурами, другой бесструктурный. В таком случае, очевидно, для бесструктурного плутона нужно выбрать значок изометрической формы, а для структурного — удлиненный значок, потому что в последнем случае легко будет отразить на карте изменения в простирании и в пространственном поведении геологических структур внутри плутона.

Структурно-геологическая карта обладает большими преимуществами по сравнению с геологической картой, потому что она отражает не только вещественный состав, но и структуру отдельных комплексов. Для сравнения структурно-геологической карты с геологической приведем небольшой пример. На рис. 174 слева и справа изображена одна и та же карта, причем при составлении правого варианта карты учитывались структурные особенности отдельных комплексов пород, а при составлении левого варианта эти особенности не учитывались, благодаря чему правый вариант получился более удобочитаемым и наглядным.

В связи с подготовкой к геологическому конгрессу геологами Ленинградского геологического управления была проделана, под руководством А. А. Полканова, большая работа по ревизии и составлению структурно-геологической карты Карелии, которая опубликована в путеводителе Северной экскурсии. Работа, проделанная в связи с подготовкой к конгрессу, оказала большое влияние на работу всего учреждения, и в настоящее время в Ленинградском геологическом управлении широко практикуется составление структурно-геологических карт.

В большинстве случаев при вычерчивании геологических карт пользуются штриховыми обозначениями, потому что карты со штри-

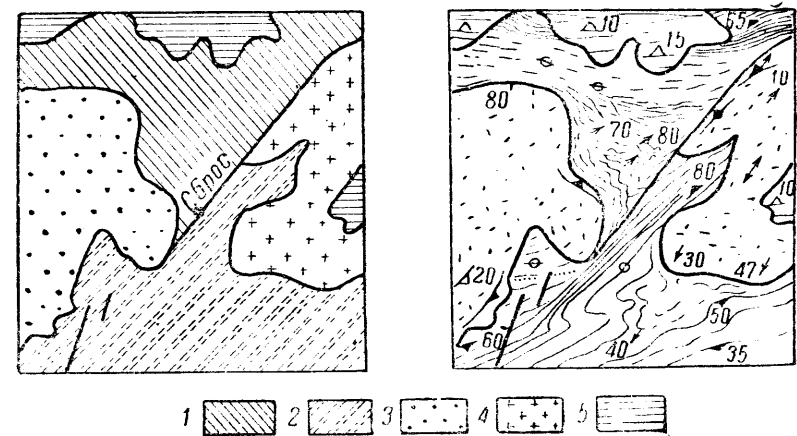


Рис. 174. Два способа изображения структур. Схематическая карточка одного и того же района (по Болку). Слева — не отражает структуры района. Справа — отражает структуру района.
1 — гнейсы, 2 — сланцы, 3 — mica schists, 4 — граниты, 5 — туфы.

ховыми обозначениями очень легко и дешево копируются различными и быстрыми способами, в то время как копии с карт, раскрашенных красками или цветными карандашами, такими способами получить нельзя. В связи с этим при вычерчивании карты каждый раз возникает необходимость в подборе условных обозначений. Кроме того, карты, составленные различными авторами, нередко имеют одни и те же значки, обозначающие различные породы. Отсутствие более или менее общепринятой системы условных обозначений для штриховых карт создает большие неудобства и заставило давно обратить на это внимание бюро по составлению карт при ВСЕГЕИ, которое выпустило первое издание таблиц условных штриховых обозначений, составленных В. А. Мироновым. Таблицы В. А. Миронова очень полезны при составлении структурно-геологических карт, но нуждаются в некотором дополнении, потому что они не во всех случаях позволяют изобразить структуру того или иного комплекса пород. При составлении структурно-геологических карт рекомендуется пользоваться таблицей В. А. Миронова с внесением коррективов, относящихся к отражению структурных особенностей каждого комплекса.

ИНСТРУКЦИЯ К СОСТАВЛЕНИЮ СТРУКТУРНЫХ КАРТ ПЛУТОНОВ И УЧАСТКОВ С РУДНЫМИ ПРОЯВЛЕНИЯМИ

Для того чтобы систематизировать геологические наблюдения над районами развития интрузивных пород, дайками, жилами, рудными жилами, контактными зонами, рекомендуется пользоваться нижеприводимой инструкцией.

Текстуры течения

1. Помимо геологической карты, составляется структурная карта на восковке, накладываемая на геологическую карту. В случаях слабой обнаженности, когда нанесение структурных элементов не усложняет карты, составляется единая структурно-геологическая карта. Структурная карта составляется в поле.

2. На структурную карту наносятся границы плутона и границы между участками, сложенными различными породами или различными фациями пород (крупнозернистыми, порфиоровидными, мелкозернистыми породами и т. д.).

3. На структурную карту наносятся первичная полосатость и первичная линейность (линии течения) особыми значками. Линии в различных случаях выражаются по-разному. В одних случаях линии течения представлены удлиненными, игольчатыми или призматическими кристаллами, в других веретенновидными или ленточными шлирами и, наконец, скоплениями отдельных минералов в виде удлиненных участков.

4. Необходимо наносить на карту опорные горизонты, наиболее приметные полосы пород, рудные прослои и т. д. Опорные горизонты прослеживаются по простиранию и по падению. Детально собираются образцы для вещественного изучения пластов течения.

5. Для изучения характера расслоенности составляются стратиграфические разрезы, генеральный разрез для всего массива и детальные разрезы в отдельных частях массива.

6. Особое внимание уделяется изучению стратиграфических несогласий. Участки, где наблюдаются несогласия и изгибы полосатости, изучаются наиболее подробно.

Изучение контактов, краевых фаций плутона и ксенолитов

7. Контактные серии должны быть собраны подробнее и полнее. Не следует упускать случая составить полный разрез из контакта.

8. Для сопоставления структуры плутона со структурой вмещающих пород необходимо составить структурную карту и вмещающих пород на некотором расстоянии от контакта. Необходимо иметь в виду, что в приконтактной полосе вмещающих пород элементы трещинной тектоники могут быть такими же, как и в самом плутоне.

Необходимо установить ширину приконтактной полосы вмещающих пород, в которой элементы трещинной тектоники общие с трещинной тектоникой плутона.

9. В случае крутых контактов между плутонами и вмещающими породами можно ожидать встретить краевые гнейсы и гнейсовидные разновидности контактовых роговиков. Необходимо с особой тщательностью изучать структуру контактных зон (экзоконтакта и эндоконтакта) в этих случаях.

10. Краевые фации интрузивов нужно исследовать подробнее. Необходимо нанести все дайки и жилы на карту (в поле) и, если можно, собрать такую же серию образцов, как и в контакте.

11. Следует обращать внимание на форму ксенолитов, на степень их изменения и на ориентированное расположение ксенолитов в пространстве.

Первичные трещины

12. Первичные трещины тщательно изучаются в различных местах плутона. Результаты измерений наносятся на структурную карту особыми значками (рис. 173).

13. В местах, где наиболее резко выражены линии течения, трещины изучаются наиболее тщательно с целью выяснения соотношений между текстурами течения плутона и системой трещин.

14. При наблюдениях над трещинами отмечается характер трещин (прямолинейные, кривые, ровные, неровные, гладкие, шероховатые). Необходимо наблюдать за интенсивностью трещин (резкие, нерезкие, частые или далеко отстоящие одна от другой, параллельной ей).

15. Особо отмечаются трещины с зеркалами и штрихами скольжения.

Структурный блок

16. Первичные структурные элементы наносятся на структурный блок. Хорошей моделью для структурного блока может служить спичечная коробка. Спички соответствуют линиям течения, широкая сторона коробки соответствует первичной полосатости.

17. Необходимо выяснить, какие элементы структурного блока выражены хорошо, какие плохо и какие отсутствуют.

18. Необходимо сопоставить пространственное расположение структурного блока в различных местах плутона. Необходимо иметь в виду, что существуют анизотропные плутоны, в которых положение структурного блока в различных местах плутона одинаковое; в таких плутонах анизотропия в строении имеет наиболее простой и отчетливо выраженный характер.

Другая группа плутонов характеризуется неодинаковым расположением структурного блока в различных участках плутона, изменение в пространстве положения структурного блока закономерно изменяется при передвижении с одного участка на другой.

19. При помощи структурного блока устанавливается положение плутона в пространстве горизонтальное, вертикальное, наклонное и строение плутона симметричное и несимметричное.

20. В случае сложного строения плутона необходимо сопоставить результаты наблюдений над наложением структурного блока в различных комплексах-плутонах, слагающих сложный плутон.

Сопоставление структуры плутона со структурной рамой

21. На структурную карту наносятся не только структурные элементы плутона, но и структурные элементы рамы как в контактных ареалах, так и вдали от плутона. Сопоставление структуры плутона со структурной рамой решает вопрос о гармонических (согласных) или дисгармонических соотношениях между структурой плутона и

структурой рамы, о развитии структурных элементов в раме под влиянием интрузии или, наоборот, о возникновении структурных элементов в плутоне под влиянием механического воздействия рамы на интрузию.

Вторичные (наложенные) структурные элементы в плутоне

22. Кроме первичных структур, в плутоне нередко обнаруживаются вторичные, или наложенные структуры, возникшие в более позднее время по сравнению с первичными структурными элементами. Ко вторичным структурным элементам следует относить сбросы и другого типа тектонические нарушения. Для нанесения на структурную карту вторичных структурных элементов следует подобрать специальные значки в условных обозначениях.

23. Зоны милонитизации наносятся на структурную карту. В зоне милонитизации и по бокам ее трещины отдельности измеряются отдельно и сопоставляются с трещинами отдельности в соседних участках.

24. Тектонические зоны наносятся на структурную карту. Изучается характер изменения пород в тектонических зонах и тщательно выявляются признаки оруденения.

25. Устанавливается наложение вторичных структурных элементов в структурном блоке.

26. При сопоставлении структуры плутона со структурой рамы очень важно бывает установить региональный или локальный характер развития наложенных структур, а также соотношения между первичными и вторичными (наложенными) структурами в плутоне.

Дайки

27. Дайки исследуются подробно и наносятся на геологическую и структурную карту в поле. Изучается вещественный состав в центральной части и в зальбандах дайки. Составляются разрезы через дайку.

28. В дайках изучаются текстуры течения и система трещин отдельности. Дайка в качестве самостоятельного интрузивного массива имеет собственную внутреннюю структуру, характеризующуюся определенными положениями структурного блока, поэтому дайка может иметь свои собственные структуры течения и первичные трещины.

Жилы

29. Жилы изучаются подробно, тщательно собираются минералы из жил. Изучается структура жил. Замеряется залегание жил. Жилы наносятся на геологическую и структурную карту.

30. Выясняется, к каким структурным элементам структурного блока в плутоне преимущественно приурочено расположение даек и жил.

Рудные жилы

Особо важное значение имеет изучение жил с признаками оруденения и рудных жил.

31. Определяются элементы залегания жил и сопутствующих жил, поперечных или секущих по отношению к главным жилам. Важно бывает установить, пересекают ли эти жилки главные жилы

или ответвляются от них. Необходимо наблюдать за изменением мощности жил и сопоставлять изменение мощности жил с изменением их простирания и угла падения. Изучается форма жил, форма пережимов и раздувов и других, более сложных структурных форм.

32. Детально изучается структура жил, различные проявления полосатого симметричного и несимметричного строения жил, связь между полосатым строением и распределением рудных минералов в жиле, соотношение между полосатостью и контактной поверхностью. Обращается внимание на присутствие в руде и в оруденелых участках хлорита, кальцита, серицита, кварца и других минералов, а также ксенолитов вмещающих пород.

33. При исследовании жил отступают от масштаба геологической съемки, оруденелые участки изучаются детально, с попутным составлением планов и разрезов в крупных масштабах.

34. Изучается характер трещин вмещающих пород около жил, признаки изменения вмещающих пород под влиянием воздействия жильных растворов (импрегнация рудой вмещающих пород, мелкие рудные и безрудные жилки, появление различных минералов).

Изучаются и измеряются зеркала скольжения и борозды скольжения на стенках жил и внутри жил, случаи в нарушении залегания жил и характер нарушений. Необходимо попытаться установить дорудный и послерудный характер перемещений в трещинах, выполняемых жилами. Изучаются трещины в боковых породах около жил.

35. Необходимо обращать внимание на возрастные взаимоотношения даек с жилами в местах взаимного пересечения их.

Запись наблюдений, составление разрезов, зарисовок и т. д.

36. Записи производятся по возможности исчерпывающе, ясно и подробно и в то же время сжато.

Необходимо возможно чаще производить зарисовки, иллюстрирующие записи. Разрезы и зарисовки дают гораздо больше, чем самые подробные записи.

На зарисовках должны быть указаны масштаб и ориентировка с указанием „план“, „разрез“ и т. д. Каждая зарисовка должна быть подписана, например, „обн. № 176“.

37. Разрезы зарисовываются на миллиметровке. При детальных разрезах можно брать особую легенду. На разрезе точками должны быть указаны номера образцов.

Замеры при составлении разрезов производятся рулеткой или шагами.

Сборы материалов для микроструктурного анализа

В некоторых случаях для изучения характера анизотропии плутона или для детального выяснения следов движений, в результате которых возникают те или другие вторичные структуры, прибегают к помощи микроструктурного анализа (основы микроструктурного анализа изложены в главе VII).

38. Перед сбором ориентированных образцов для микроструктурного анализа необходимо выбрать наиболее подходящий участок, структура которого отражала бы особенности строения всего участка, а не части его.

39. Необходимо разобраться в системе координат a , b , c и установить пространственные соотношения между положением образца и осями координат и географическими координатами. На ориентированном образце наклеиваются одна или две полоски лейкопласта или бумаги, на которых или непосредственно на образце тушью прочерчиваются линии, соответствующие координатам сланцеватости, и т. д. Подобно тому, как это практикуется в кристаллографии, полезно различать концы осей $+a$, $+b$, $+c$ от $-a$, $-b$, $-c$.

40. Для шлифа выкалывается специальный маленький ориентированный образец, или же шлиф вырезывается при шлифовании из образца. На предметном стекле наносятся координаты.

Статистическая обработка наблюдений

41. Трещины, измеренные на некотором участке, можно нанести на стереографическую сетку Шмидта в виде точечной диаграммы. Точки, обозначенные различными цветами, отвечают трещинам различного характера.

Особыми значками наносятся на диаграмму дайки, жилы и рудные жилы.

Если два сложных участка диаграммы окажутся одинаковыми, их следует свести на одну диаграмму, которую при достаточном количестве данных необходимо обработать и изобразить в изолиниях.

Необходимо иметь в виду, что статистическая обработка наблюдений должна производиться над материалами, собранными с участков, характеризующихся одним типом анизотропии (одинаковым положением структурного блока).

Наблюдения, собранные в различных комплексах-плутонах, слагающих сложный плутон, должны обрабатываться на различных диаграммах.

Использование материалов разведочных работ

В районах, где производятся разведочные и буровые работы, очень полезно бывает при изучении структуры плутона и составлении структурной карты использовать данные разведки и бурения.

42. Данные бурения используются при составлении разрезов, при изучении пространственного поведения отдельных опорных горизонтов, при изучении рудных жил.

43. Данные структурной карты необходимо увязывать с данными разведочных и буровых работ.

44. Данные бурения обрабатываются попутно с составлением структурной карты. Документация скважин должна быть проверена по кернам.

45. В камеральный период керны изучаются под микроскопом по имеющимся петрографическим материалам и по дополнительным шлифам.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Общие сведения	
Основные идеи структурного анализа	5
История возникновения и развития структурного анализа	6
Проблемы, возникающие при структурном изучении плутонов	7
Глава II. Первичные структуры плутонов	
Первичные тектуры течения	9
Линейные тектуры течения	9
Линейный параллелизм удлиненных кристаллов, шлиров, ксенолитов	10
Первично-полосатые тектуры течения	12
Генезис первичной полосатости	14
Соотношения между линиями течения и слоями течения в первично-полосатых породах	18
Первичные трещины	20
Система сопряженных первичных трещин	22
Естественные трещины отдельности	22
Поперечные трещины	23
Продольные трещины	25
Пластовые трещины	25
Диагональные трещины отдельности	25
Структурный блок	27
Статистическая обработка результатов наблюдений над первичными трещинами	27
Второстепенные трещины отдельности	29
Зоны смятия и скалывания в силах и пластовых интрузиях	31
Вторичные (наложенные) структуры	31
Глава III. Типы плутонов	
Практическое значение структурного анализа интрузивных массивов	32
Геометрическое подразделение	33
Геологическое подразделение	33
Плутоны кристаллических щитов	34
Плутоны складчатых и покровных областей	34
Плутоны областей разломов и столовых гор	37
Основа генетической систематики интрузивных тел	38
Активность магмы	39
Структура и движение рамы и интрузии платформы и складчатых областей	41
Интрузии платформы	41
Интрузии складчатых поясов	43
Последующее разделение интрузивных массивов	46
Разделение интрузивных тел по соотношению между внутренним строением интрузии и внутренними и внешними движениями	48
Структура массивов с куполами и сводами	50
Массивы с куполами слоев течения или полосатых шлиров	51
Массивы со сводами (арками) слоев течения	52
Массивы с куполами линий течения	54
Массивы со сводами линий течения	55

Глава IV. Плутоническая деятельность

Проблема батолитов	59
История возникновения понятия „батолит“	60
Противоречия, возникающие при дальнейшем развитии геологических знаний	61
Исследования Г. Клооса и его сотрудников	61
Примеры структурного анализа батолитов	69
Лаузитцкий батолит	69
Броккенский батолит	70
Шварцвальдский батолит	72
Баянаульский батолит в Казахстане	81

Глава V. Примеры структурного анализа плутонов

Структурный анализ несимметричной дайки диабазы	85
Структура фельзитовой дайки с горы Аскуптней	89
Структурный анализ штока Сноубанк	89
Структурный анализ Златогорского штока в Северном Казахстане	92
Структурный анализ габбро-лабрадоритового плутона на Воляни	95
Структурный анализ адирондакских анортозитов	99
Структурный анализ плутона щелочных пород	106
Пример структурного анализа нефелино-сиенитового плутона	110
Шотландские центральные интрузии	119
Пример структурного анализа другого нефелино-сиенитового плутона	131
Плутон пироксеновых гнейсо-диоритов	143

Глава VI. Структуры рудных полей и структуры плутонов

О закономерной приуроченности рудопроявлений к различным структурным элементам интрузивных массивов	146
Структуры рудных полей в плутонах со структурами течения	148
Платиновые месторождения Бушвельдского плутона	149
Характерные особенности структур рудных полей, генетически связанных со структурами течения	153
Жильные месторождения, приуроченные к первичным трещинам	155
Месторождения, приуроченные к наложенным структурам	156
Структурные особенности рудных полей забайкальских месторождений	156

Глава VII. Микроструктурный анализ

Основная идея и история возникновения и развития микроструктурного анализа	158
Техника микроструктурного анализа	159
Статистическое определение закономерности в ориентировке узора	170
Ориентировка по форме зерен и ориентировка по внутреннему строению	171
Гомогенное и негомогенное строение и гомогенные и негомогенные деформации	172
Эллипсоид деформаций	174
Анализ деформаций	179
Пластические деформации	181
Пластические деформации кристаллов	181
Пластические деформации поликристаллических агрегатов	186
Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температуре	188
Соотношения между деформацией и кристаллизацией	193
Симметрия движения и симметрия строения	196
Выбор координат	198
Типы узоров	202
Узоры тектонитов	203
Узоры нетектонитов, сходные с узорами тектонитов	207
Узоры включений	208
Ориентировка различных минералов	210
Ориентировка кварца	211
Различные типы ориентирных диаграмм, составленных по кварцу	217

Ориентировка кальцита	223
Ориентировка слюды	224
Ориентировка полевых шпатов	225
Ориентировка роговых обманок	225
Ориентировка пироксенов	225
Ориентировка эпидота	225
Ориентировка гипса	225
Ориентировка флюорита	225

Глава VIII. Примеры микроструктурного анализа

Зеркала скольжения, кажущиеся зеркала и милониты скольжения	227
Микроструктурный анализ гранулитов	228
Микроструктурный анализ карандашных гнейсов	232
Происхождение сигарообразной формы галек в конгломератах	233
Сланцеватость	233
Разрешение вопросов стратиграфии при помощи микроструктурного анализа	237
Применение микроструктурного анализа при изучении осадочных пород	239
Микроструктурный анализ конгломератов и галечников	242
Критерии для отличия волноприбойных знаков от псевдволноприбойных	246
Структурный и микроструктурный анализ плутонов	248
Объяснение причин различного расположения линий течения в первичных текстурах течения в интрузивных породах	256
Определение элементов первичной структуры плутона при помощи микроструктурного анализа	257
Сравнение первичных трещин плутонов с трещинами, изучаемыми в микроструктурном анализе	257
Анализ структуры включений	259
Развертывание складок изгиба	263
Типы складок	265
Экспериментальное изучение складчатости	273
Примеры практического использования микроструктурного анализа	275
Структура роговообманково-магнетитовых сланцев	275
Рудная брекчия	287
Заключение	294

Глава IX. Способы изображения геологических структур

Принципы стратиграфического изучения эффузивных, интрузивных и метаморфических пород	295
Условные обозначения для структурных карт	299
Изображение структурных особенностей различных комплексов пород на геологической карте	300
Инструкция к составлению структурных карт плутонов и участков с рудными проявлениями	302