

В. Н. ЛОДОЧНИКОВ

КРАТКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ БЕЗ МИКРОСКОПА

ДЛЯ НЕСПЕЦИАЛИСТОВ

*Допущено
Министерством высшего образования СССР
в качестве учебного пособия
для негеологических специальностей
горных и горно-металлургических вузов*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА — 1956

Книга Владимира Никитича Лодочникова содержит основы науки о горных породах, ее цели, задачи, а также методы полевой и представление о способах камеральной работы петролога. Дано описание главнейших пород и приведены способы их распознавания при полевой работе.

Книга является учебником для студентов вузов не-геологической специальности. Кроме того, она помогает техникам, химикам, почвоведом и др., а также палеонтологам и стратиграфам рационально собирать пригодный для дальнейшей научной обработки материал, привозимый иногда из отдаленных и малодоступных мест Союза и пропадающий нередко для науки именно вследствие нерационального сбора образцов.

ПРЕДИСЛОВИЕ КО 2-му, ПОСМЕРТНОМУ ИЗДАНИЮ

Изложение петрографии для студентов негеологических специальностей вызывает большие трудности. Из сравнительно небольшого числа отведенных часов нередко значительная часть посвящается сложным методам микроскопического исследования пород и минералов и очень мало времени остается для ознакомления с содержанием самой петрографии. В результате и микроскопические методы не осваиваются учащимися настолько, чтобы они могли их применять в самостоятельной работе, и о самой петрографии остается лишь смутное представление. Учитывая ненормальность такого положения и считая, что специалистам этих профилей практически никогда не придется заниматься микроскопической обработкой, а в то же время нередко приходится сталкиваться с горными породами непосредственно в полевой обстановке, В. Н. Лодочников предложил в этих случаях давать петрографию без микроскопических методов исследования, лишь упомянув о их существовании и необходимости при изучении горных пород в лаборатории. В качестве учебника, отвечающего этой цели, и была написана настоящая книга.

Вряд ли можно согласиться с мнением автора, что такой курс петрологии будет достаточен даже для геологов, не специализирующихся непосредственно по петрографии. Однако для смежных специалистов, в частности для географических и горных факультетов, такой метод преподавания имеет несомненные преимущества. Но независимо даже от программ и метода преподавания данная книга, содержащая краткое изложение основ петрологии, сделанное столь выдающимся специалистом и педагогом, представляет большой интерес. Она будет полезна и для студентов, прорабатывающих петрографию по сокращенным программам, и для целей самообразования, и даже для геологов иного профиля, помогая им правильно собирать в поле петрографический материал.

При редактировании второго издания исправления непосредственно в тексте сделаны лишь для формул некоторых силикатов в связи с изменением наших представлений об их строении, а также внесены небольшие стилистические поправки. Во всех остальных случаях там, где это казалось необходимым, даны соответствующие вставки и примечания, отделенные от авторского текста квадратными скобками.

Октябрь, 1955 г
Львов

В. Соболев

ВСТУПЛЕНИЕ К 1-му ИЗДАНИЮ

Интересы максимального развития производительных сил нашей страны требуют все более и более согласованной работы различных специалистов. Настоящая книга предполагает, во-первых, удовлетворить эту необходимость, поскольку вообще это может сделать отдельная книга. Стратиграфы, тектонисты, минералоги — геологической специальности, химики, почвоведы, географы и лица других специальностей, имеющие дело с горными породами, сумеют, я надеюсь, ознакомившись с содержанием книги, принести пользу петрологии и тесно связанному с последней учению о полезных ископаемых. Кроме того, книга должна быть понятной лицам, знакомым с зачатками знаний по геологии, минералогии и химии.

Фактическая ее необходимость есть, во-вторых, следствие моего собственного опыта по обработке чужих коллекций. Даже геологи непетрологической специальности привозят иногда такой петрографический материал, по которому петрологической картины местности создать никак невозможно и, больше того, нельзя, бывает, временами назвать породу. Дело в том, что петролог — и это очень многие упускают из вида — есть прежде всего геолог. В предлагаемой книжке я несколько раз упираю на это обстоятельство, исходя из только что указанного собственного опыта: и студенты, и аспиранты (здесь опять собственный десятилетний опыт), и геологи непетрологической специальности полагают часто — это, впрочем, вина учебников, и я в свое время думал так же, — что эффузивные породы представляют собой непременно породы, излившиеся когда-то в виде лавы на земную поверхность, так что приходится, давая, например, в качестве определения термин липарит или, тем более, диабаз, предупреждать, что порода может быть не только остывшей лавой, излившейся на поверхность, но и интрузией и даже глубокой интрузией. Неспециалист же, давая иногда один только образец, хочет знать, эффузивная или интрузивная данная порода. Часто петрограф, описывающий образец, не может ответить на этот вопрос, даже будучи петрологом, т. е. геологом, отбившим образец в поле, после исследования породы на месте.

Поэтому понятно, в-третьих, что книжка, предлагаемая также и для неспециалистов, очень далеко стоящих от геологии — инженеров, химиков, агрономов, естествоиспытателей, географов, просто любителей природы и путешественников, — должна дать понятие о предмете, целях и задачах петрологии, чтобы тем самым побудить их не пренебрегать, особенно в глухих и отдаленных экспедициях, никакими обнажениями горных пород, отбивая хотя бы только небольшой образец последних и записывая его местонахождение. Даже таким способом он может иногда приести огромную услугу обществу. Участники отдаленных экспедиций не могут, не имеют права проходить мимо обнажений горных пород, не взяв хотя бы образца и не записав места его взятия (о том, что следовало бы делать в таких случаях, читатель найдет в книжке).

Наконец, в-четвертых, знания без пользы не бывает, и всякий специалист всегда желает соблазнить кого-либо своей специальностью.

Я далек, очень далек от мысли считать свою книжку безупречной, тем более, что она предназначена для лиц далеких и очень далеких от петрологии. Всякие замечания — лучше резкие и определенные, чем мягкие и непонятные, — встречу с благодарностью. Таких очень любезных и заранее благодаримых читателей я очень прошу в отношении каждого желательного прибавления указать непременно на возможное с их точки зрения сокращение: книжки, подобные предлагаемой, должны быть по возможности менее объемистыми, так как каждому достаточно дела по своей специальности.

Само собой разумеется, что я считаю объем сведений, заключающихся в этой книжке, вполне достаточным для всех студентов непетрологической специальности, получающих геологическое образование.

Для дальнейшего ознакомления с предметом достаточно, мне кажется, указать здесь на учебники Ф. Ю. Левиисон-Лессинга (Петрография, 3-е издание, 1933; [кроме 4 и 5 издания, книга вышла так же как 4-й том избранных трудов в издании АН СССР, 1955], В. И. Лучицкого (Петрография, 3-е издание, 1932), [А. Н. Заварицкого (Изверженные горные породы, 1955], А. Н. Заварицкого (Физико-химические основы петрографии, 1926), А. Н. Заварицкого (Введение в петрографию осадочных пород, 1933) и М. С. Швецова (Петрография осадочных пород, 1934), а также переводные учебники Г. В. Тирреля (Основы петрологии, 2-е издание, 1933), Розенбуша (классический учебник, готовится 1-е издание, вышел на русском языке в 1934 г.), У. Грубенмана и П. Ниггли (Метаморфизм горных пород, 1933) и Р. Марк — Г. Юнг (Физическая химия, 1933).

На случай, если читатель забудет какой-либо термин или последний был употреблен до объяснения его значения, в конце книжки имеется подробный предметный указатель.

Е. М. Янишевский содействовал принятию к напечатанию предлагаемой книжки, Владимир Соболев помог мне подобрать некоторые иллюстрации к ней. Обоим искренняя моя благодарность.

В. Лодочников

Август, 1933.

Ленинград, ЦНИГРИ

1—2. ПРЕДМЕТ ПЕТРОЛОГИИ, ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

1. Петрография (древнегреческое слово *petra* — скала, порода, *grafo* — писать, описывать) или лучше **петрология** (*logos* — слово, учение), иногда менее верно **литология** (*lithos* — камень) — есть отдел геологии, занимающийся изучением горных пород. Как показывает приведенное только что словообразование, петрография представляет собой дисциплину описательную, занимаясь изучением вещественного состава пород, хотя нередко и у нас в Советском Союзе и в Германии в понятие «петрография» вкладывается смысл, прииадлежащий этимологически более правильному термину — «петрология», который обозначает науку о горных породах.

Наконец, название «литология» иногда неправильно отождествляют с предыдущими двумя терминами (французская школа), хотя этимологически слово «литология» должно обозначать учение о камнях как о таковых, т. е. больших или меньших массах пород, применяемых в жизни и технике (см. ниже, пп. 134—138).

2. Горные породы представляют собой те естественно-исторические, в рассматриваемом случае, следовательно, **геологические единицы**, которые образуют в своей совокупности твердую земную кору. Как и всякие единицы, горные породы представляют собой нечто более или менее обособленное, более или менее постоянное. Обособленность эта как геологическая, так и вещественная. С последней точки зрения горные породы суть природные минеральные агрегаты более или менее постоянного состава. Петрология изучает горные породы с точки зрения их залегания, состава, структуры и архитектуры, выясняя тем самым их происхождение и взаимоотношения между ними. Горные породы — части твердой земной оболочки, поэтому их лучше всего рассматривать как тела твердые. Это, во-первых, будет соответствовать общему представлению, связанному с понятием «горная порода» как с предметом твердым, а, во-вторых, будет отвечать и тому разделению земной оболочки, которое сложилось исторически. Так, например, природные тела жидкие (вода или нефть), пластические (асфальт или глина), рыхлые и сыпучие (почвы, песок или галечник) лучше

называть не породами, как это почти всегда делается, а **геологическими образованиями**¹.

К тому же эти образования служат предметом изучения не петрологов, а геологов совместно с химиками, либо минералогами, либо почвоведками. В частности, рыхлый или сыпучий песок, с одной стороны, и твердый песчаник, с другой, или пластичная глина и твердый глинистый сланец относятся друг к другу так же, как объекты изучения соответственно зоологов и палеонтологов. С другой стороны, случайные заполнения пустот, все время находящиеся в движении твердые ледяные массы, большинство рудных жил и прочие естественные, но *случайные*, в отношении своего очень переменного состава, минеральные ассоциации не удовлетворяют признаку постоянства состава, требуемому от горной породы, и поэтому также представляют предмет изучения не петрологии, а других геологических дисциплин. Здесь в разделение объектов изучения опять-таки входит элемент условности, так как некоторые рудные жилы представляют собой настоящие горные породы, но изучаются наукой о полезных ископаемых.

Наконец, следует отметить, что в понятие «горная порода» не входит признак существенного ее участия в строении земной коры, хотя этот признак некоторыми учеными все же выставляется. Дело в том, что вещество, остывшее из огненно-жидкого состояния и заполняющее небольшую трещину в земной коре, если оно не соответствует по своему составу ни одной из известных изверженных горных пород, получает, особенно от научных авторитетов, всегда особый термин и, следовательно, тем самым считается горной породой. Отсюда и изобилие различных названий горных пород в петрологии: для одних только изверженных пород существует более шестисот названий, увеличивающихся в количестве с каждым годом.

[Данный признак не может считаться определяющим, так как действительно в отдельных случаях то или иное тело, сложенное типичной горной породой, может оказаться меньше рудной кварцевой жилы, которую нельзя рассматривать как горную породу. Однако в большинстве случаев и в среднем для горных пород характерны тела гораздо больших размеров, нежели для образований, не попадающих в эту категорию, да и сама земная кора состоит в основном именно из горных пород. С этой точки зрения признак существенного участия в строении земной коры остается характерным для горной породы.]

3. СВЯЗЬ ПЕТРОЛОГИИ С ДРУГИМИ ДИСЦИПЛИНАМИ

3. Из предыдущего видно, как тесно иногда петрология соприкасается с другими дисциплинами. Так как горные породы суть прежде всего тела *геологические*, для занятия петрологией необходимо в первую очередь знание геологии физической и историче-

¹ Иногда их называют **рыхлыми, жидкими и т. п. горными породами.**

ской. При изучении состава горных пород необходимы знания *химические*, а так как этот состав для петрографа прежде всего минералогический, то знание *минералогии* и *кристаллографии* для него совершенно обязательно. Как естественные минеральные агрегаты, твердые, по нашему определению, минеральные ассоциации, *породы являются сообществами минералов*, причем сообществами — для огромного большинства пород — закономерными. Поэтому изучение таких ассоциаций физико-химических единиц, минералов, невозможно без знания соответствующих отделов *физической химии*.

Наконец, обособление естественно-исторической массы в геологическую единицу, превращение ее в горную породу и процессы разрушения горных пород, с последующим преобразованием рыхлых продуктов разрушения в новые горные породы, не могут быть поняты без знакомства петролога с *физикой* и *механикой*.

4—8. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ РАЗДЕЛЕНИЕ

4. В частности, петрология очень много заимствует из астрономии, например вопрос о происхождении земли. Как известно, все гипотезы сходятся на том, что земля в начальные фазы своей собственной истории была в огненно-жидком состоянии или, во всяком случае, сложилась из тел, бывших в этом состоянии. При отвердевании этих масс, очевидно, получились первозданные, первичные горные породы. А priori делается ясным, что породы бывают **изверженными**, **эруптивными** (латинское *erumpere* — внедряться) или **магматическими** (древнегреческое *магма* — квашня, тесто); англо-саксы называют их также **огнезванными** (*igneous*), т. е. происшедшими непосредственно из огненно-жидкой, аналогичной лаве, массы, называемой магмой. Появление таких геологических образований на земной поверхности мы наблюдаем и в настоящее время около действующих вулканов; остывая, эти массы, т. е. лавы, превращаются в изверженные — в данном случае эффузивные (см. ниже, п. 12) — горные породы.

[Вместе с тем теперь уже установлено, что магма не только не слагает всей внутренней части земного шара, но даже не образует непрерывного подкорового слоя. Имеются лишь отдельные магматические очаги, образующиеся, развивающиеся и отмирающие в тесной связи с тектоническими процессами. Большинство исследователей сейчас считает, что энергия, необходимая для переплавления отдельных участков земной коры, образуется за счет распада радиоактивных элементов. Таким образом, существование этих очагов не связано непосредственно с гипотезой об огненно-жидком первоначальном состоянии земли и вполне может быть согласовано с распространенной сейчас теорией Шмидта о происхождении земли из твердых частиц. В задачу петрографии, однако, не входит обсуждение соответствующих космогенических гипотез].

5. Также, повидимому, а priori понятно, что породы могут образоваться путем разрушения тем или иным способом изверженных пород, получения в результате такого разрушения обломочного материала, сноса его каким-либо способом в одно место и, наконец, цементирования этого осадочного геологического образования в твердую **осадочную** уже **породу**, состоящую, следовательно, из ранее существовавших в твердом же виде обломков. Поэтому осадочные породы и называются иногда **вторичными**. Неизбежность появления последних в термодинамической обстановке земной поверхности становится понятной из того, что воздвигаемые человеческими руками твердые каменные сооружения не выдерживают даже нескольких тысячелетий, разрушаясь и сравниваясь постепенно с поверхностью земли. Следовательно, за миллионы лет разрушается любая порода, находящаяся на земной поверхности.

Полудикие калифорнийские индейцы создали учение о развитии земли, которое можно поместить в любой учебник геологии и почвоведения. Учение это гласит следующее: «Вначале мир был скалой. Каждый год шли дожди и падали на скалу и немного смывали с нее; это образовало землю. Постепенно стали произрастать растения на земле, и их листья опадали и образовывали еще больше земли. Тогда стали расти сосны, и их иглы и шишки опадали каждый год и с другими листьями и корой образовывали больше земли и покрывали больше скалы. Если ты внимательно посмотришь на почву в лесу, то увидишь, что верхи ее состоят из листьев и коры и игл сосны и шишек ее, что немного ниже все это перемешано, а еще ниже постепенно гнивает и обращается в землю. Так рос мир — и так растет он и теперь».

6. Изверженные и осадочные породы в подавляющем числе случаев резко отличаются друг от друга во всех отношениях, а, следовательно, и в отношении структуры (см. стр. 47) состава и способов залегания. Но между этими, столь генетически различными породами, существуют все же переходные — это вулканические туфы. **Вулканические туфы** представляют собой породы, образовавшиеся в результате цементирования рыхлых выбросов вулканов, т. е. вулканических пеплов (распыленное стекло лавы), вулканических песков, лапилли, бомб и пр. Иногда такие туфы обнаруживают прекрасную слоистость, свойственную осадочным породам. В отношении способа образования — цементированный обломочный материал — структуры и залегания туфы вполне отвечают осадочным породам, и если последние представляют собой породы **кластические** (древнегреческое *κλαο* — ломать, колоть), то вулканические туфы суть породы **пирокластические** (древнегреческое *ρυγ* — огонь). В отношении же своего состава туфы являются породами первичными, изверженными, точно или приблизительно отвечающими составу, и химическому и минералогическому, тех эффузивных пород, которые они сопровождают.

7. Наконец, если породы подвергаются изменениям на земной

поверхности, т. е. в условиях обыкновенной температуры и атмосферного давления, то, естественно, еще большие изменения должны происходить при повышении обоих этих термодинамических факторов с углублением внутрь земной оболочки. В частности, если порода или вообще геологическое образование погружаются на глубину до 20—25 км вследствие тех или других геологических процессов, то температура повышается на величину около 600—750° (**геотермический градиент** — повышение температуры на 1° С на каждые 30 м углубления внутрь земли), а давление достигает величины около 5000—6200 кг на квадратный сантиметр¹. Если даже иметь в виду, что область устойчивости минералов, образующих породы, очень широка, то легко представить себе, что в указанных условиях минералы первоначальной породы, все или частично, могут оказаться неустойчивыми в новом термодинамическом поле и должны будут превратиться в другие, хотя общий валовой состав породы окажется при этом почти неизменным.

8. С другой стороны, магматические породы, как увидим ниже, иногда, не достигая земной поверхности, застревают на глубине, остывая внутри земли, — так называемые интрузивные породы. При этом, естественно, соседней породе передаются колоссальные количества тепла, а также газы и пары, увеличивающие интенсивность реакций, благодаря чему эта соседняя порода может частично или совершенно преобразоваться, не приходя, как показывают наблюдения, в состояние плавления. Получающиеся в результате воздействия химических агентов, повышенной температуры и давления совершенно видоизмененные в *твердом* состоянии полнокристаллические породы, видоизмененные в отношении первоначального минералогического состава или структуры или того и другого вместе, называются **метаморфическими** (древнегреческое *meta* — после, последующее состояние, *morfe* — вид, форма) а самый процесс, приводящий к изменению — **метаморфизмом** (Ляйэль — Lyell, 1833).

9—10. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРОД В ЛИТОСФЕРЕ И СОСТАВ ПОСЛЕДНЕЙ

9. Таким образом, первичные породы — это породы изверженные, магматические. Остальные две группы — осадочные и метаморфические — представляют собой породы производные, причем

¹ Этот пример скорее имеет чисто теоретический характер. Едва ли мы знаем на поверхности земли достаточное количество таких мест, которые были когда-то погребены на указываемую глубину, чтобы можно было выделить отдел метаморфических пород такого происхождения (см. ниже п. 121). [Вместе с тем следует отметить, что геотермический градиент далеко непостоянен и во многих областях, где не было молодых вулканических явлений, повышение температуры на 1° происходит на каждые 50 или даже более метров, т. е. на глубинах 20—25 км могут иметь место и значительно более низкие температуры, порядка 400 и даже менее градусов. Кроме того, для широкого развития метаморфических процессов, повидимому, обязательным условием является поступление водных растворов, связанных с магматическими явлениями].

метаморфические могут, очевидно, получаться как за счет изверженных, так и осадочных пород. В верхних частях литосферы, т. е. в твердой земной оболочке, преобладают породы осадочные (в том числе и рыхлые геологические образования), но чем дальше вглубь земли, тем, естественно, все больше начинают увеличиваться в количестве метаморфические и изверженные породы, получающие на достаточной глубине исключительное распространение. Исходя из того, что известны состав высочайших гор и отчасти состав коры под гидросферой (водной оболочкой земли), можно принять, что экстраполяция на 16 км, соответствующих разности между высочайшими точками земли и наибольшими океаническими глубинами, вполне допустима. У берегов Чили, например, наблюдается разность высот (вулкан Ллуллайллякко — дно океана) в 14 235 км. В таком случае твердая земная кора на толщину этих 16 км будет состоять, по Кларку и Уошингтону (F. W. Clarke and H. S. Washington), на 95% из пород изверженных и только на 5% из пород осадочных (в том числе и рыхлых образований). Зная по многочисленным произведенным до сего времени анализам средний состав тех и других пород, можно получить данные, помещенные в нижеприводимой таблице (стр. 13), в которой:

а) средний состав *изверженных* пород (5159 анализов) земной коры на толщину 16 км, по Кларку и Уошингтону;

б) состав *всех пород* литосферы в окислах на ту же толщину, по тем же авторам;

в) то же, что а, но не в окислах, а в элементах;

г) то же, что б, но не в окислах, а в элементах;

д) состав земной оболочки — атмосфера (0,03% по весу), гидросфера (7%) и литосфера (93%) — 16 км толщиной, по Кларку и Уошингтону;

е) то же, что д, по В. И. Вернадскому.

10. В приведенной таблице обращает на себя внимание следующее. Главных окислов, отмеченных слева цифрами в порядке их важности в анализах изверженных горных пород, всего тринадцать. В сумме эти окислы составляют 99,6% по весу литосферы. На все остальные окислы, играющие весьма важную роль в нашей жизни, приходится 0,4%.

Состав изверженных горных пород почти не отличается от состава всей литосферы (ср. столбцы а и б).

Преобладающими элементами литосферы являются всего девять, причем распространенность их весьма неодинакова: больше двух третей ее — и это совершенно несомненно — составляют кислород и кремний, около 13% приходится в сумме на алюминий, преобладающий в этой сумме, и железо; количество кальция, натрия, калия и магния находится в пределах 3,5—2,0%, и, наконец, последний из девяти элементов, водород, составляет всего 1% от веса всей земной оболочки.

	а		б		в	г	д	е
1	SiO ₂	59,12	59,07	Кислород	46,59	46,71	49,52	49,5
2	Al ₂ O ₃	15,34	15,22	Кремний	27,72	27,69	25,75	25,7
3	Fe ₂ O ₃	3,08	3,10	Алюминий	8,13	8,07	7,51	7,5
4	FeO	3,80	3,71	Железо	5,01	5,05	4,70	4,7
5	MgO	3,49	3,45	Кальций	3,63	3,65	3,39	3,4
6	CaO	5,08	5,10	Натрий	2,85	2,75	2,64	2,6
7	Na ₂ O	3,84	3,71	Калий	2,60	2,58	2,40	2,4
8	K ₂ O	3,13	3,11	Магний	2,09	2,08	1,94	2,0
9	H ₂ O	1,15	1,30	Водород	0,13	0,14	0,88	1,0
10	TiO ₂	1,05	1,03	Хлор	0,048	0,045	0,188	0,2
11	P ₂ O ₅	0,30	0,30	Углерод	0,032	0,094	0,087	0,4
12	MnO	0,12	0,11	Цирконий	0,026	0,025	0,023	—
13	CO ₂	0,10	0,35	Титан	0,630	0,620	0,580	0,5
14	ZrO ₂	0,04	0,04	Фосфор	0,130	0,130	0,120	0,1
15	Cl	0,05	0,05	Марганец	0,100	0,090	0,080	0,1
16	F	0,03	0,03	Сера	0,052	0,052	0,048	0,15
17	S	0,05	0,06	Барий	0,050	0,050	0,047	
18	(Ce, Y) ₂ O ₃	0,02	0,02	Хром	0,037	0,035	0,033	
19	C ₂ O ₃	0,06	0,05	Азот	—	—	0,030	
20	V ₂ O ₃	0,03	0,03	Фтор	0,030	0,029	0,017	
21	NiO	0,03	0,03	Никель	0,020	0,019	0,018	
22	BaO	0,05	0,05	Стронций	0,019	0,018	0,017	
23	SrO	0,02	0,02	Ванадий	0,017	0,016	0,016	
24	Li ₂ O	0,01	0,01	Церий. Иттрий	0,015	0,014	0,014	
25	Cu	0,01	0,01	Медь	0,010	0,010	0,010	
26	C	0,00	0,04	Остальные	0,034	0,033	0,033	
Сумма	100,0	100,0			100,0	100,0	100,0	Между 1/10 и 1/100%

В. И. Вернадский, воспользовавшийся данными американских ученых, дает почти в пять раз больше углерода (0,4%), чем эти последние. Его цифру — то же следует сказать и относительно серы — надо считать более правильной, так как он учел и состав биосферы, тонкой, кишашей жизнью поверхностной оболочки земли. Замечательно, что вся эта жизнь построена всего на 0,4% углерода.

Обращает также на себя внимание то обстоятельство, что огромное большинство металлических элементов, на которых основана вся наша техника, составляет каждый в отдельности менее одной сотой процента: их в таблице нет как раз по этой причине.

Понятным становится также, что бронзовый век (медь около 0,1% и олово) должен был смениться железным (около 5%) и

сейчас все шире входит в употребление алюминий (около 8%), следующий за железом элемент в порядке их распространенности.

Наконец, что касается соответствия вышеприведенных соотношений пород действительному их соотношению (далее мы будем иметь в виду исключительно объект изучения петролога — литосферу), то едва ли ошибка, получающаяся от некоторых произвольных допущений, превышает 10% определяемой величины. Сравнение цифр столбцов *a* и *b* определенно указывает, что даже удвоив количество осадочных пород по сравнению с принятым их соотношением с изверженными, мы не получили бы сколько-нибудь существенных различий; это совершенно понятно: все осадочные породы получились из материала магматических пород, а последние нисколько не изменились в своем составе, начиная с самой ранней известной нам эпохи истории развития земли (архейской). Во всяком случае, можно утверждать с уверенной определенностью, что средний состав литосферы находится в пределах составов двух наиболее распространенных пород (см. ниже п. 90) — гранита и базальта.

Утверждение некоторых ученых, что средний состав литосферы должен быть более близок к базальту, чем вышеприведенный (столбец *b*), основано на слишком гипотетических предположениях (во всяком случае никем не доказанных) о сплошь базальтовом составе подокеанических глубин. Скорее, наоборот, состав литосферы должен уклоняться в сторону гранитной магмы, так как в число 5159 анализированных пород входит гораздо больше пород, более близких по составу к базальтам и имеющих совершенно ничтожное распространение, по сравнению с гранитными и близкими к последним породами, покрывающими часто площади в сотни и тысячи квадратных километров, следовательно, тем самым более обычными и не возбуждающими интереса петрологов. Между тем, числа вышеприведенных столбцов получены простым суммированием окислов анализов горных пород и делением этой суммы на число слагаемых, без всякого учета распространенности различных пород.

[Соответствующие подсчеты с учетом распространения горных пород для европейской части СССР сделаны С. П. Соловьевым, причем его цифры действительно указывают на более высокое содержание кремнекислоты: SiO_2 — 63,65%; TiO_2 — 0,54%; Al_2O_3 — 14,47%; Fe_2O_3 — 2,18%; FeO — 3,19%; MnO — 0,07%; MgO — 3,70%; CaO 4,28%; Na_2O — 3,51%; K_2O — 2,84%; H_2O — 1,47%; P_2O_5 — 0,10%. Однако, если эти цифры и можно как-то обобщить для всего земного шара (конечно, в первом приближении), то они будут относиться лишь к верхней, непосредственно доступной нашему наблюдению части литосферы. Что касается гипотезы о более основном составе нижележащих слоев, то она, хотя и не может считаться еще доказанной, имеет под собой достаточно серьезные основания, подтвержденные геофизическими наблюдениями.]

11—28. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕЛА. СПОСОБ ЗАЛЕГАНИЯ, ФОРМЫ, РАЗМЕРЫ

Осадочные породы

11. Способ образования различных горных пород и форма их проявления находятся в тесной генетической связи: породы разного происхождения слагают различные по форме и строению геологические единицы.

Осадочные породы в огромном своем большинстве образовались путем осаждения рыхлого материала в водной среде, в водных бассейнах. В более редких случаях осадочные породы представляют собой накопления кристаллических частиц, осадившихся в водных бассейнах в виде химических осадков.

Так как в зависимости, например, от времени года реки имеют различную скорость течения, то в одном и том же месте бассейна, куда стекают эти реки, в одно время может осаждаться из взвешенного состояния более мелкий материал, например ил, в другое время более крупный — песчинки. В то же время, вследствие изменения физико-химических условий, из насыщенных водных растворов, например в соленых озерах, морских заливах и пр., могут осаждаться различные соли: при понижении температуры — поваренная соль, при повышении — ангидрит и т. д.

В обоих случаях осаждающийся на дно бассейна материал располагается горизонтально или почти горизонтально, образуя слои различной толщины; в силу этого осадочные породы залегают в виде более или менее мощных (толстых) слоев, прослеживаемых иногда, в зависимости от величины бассейна, на большие расстояния и отличающихся либо по величине частиц, либо по окраске, либо по составу, либо, наконец, по тому, другому и третьему вместе. Поэтому главная масса осадочных пород представляется в виде слоев, более или менее горизонтальных — в первоначальном своем положении — или смятых в более или менее крутые складки, подобные складкам толстых кип материи, сдавливаемой с противоположных сторон, при так называемом нарушенном залегании.

При негоризонтальном наложении говорят, что слои падают под таким-то углом и в такую-то сторону (например, на северо-восток, к юго-западу) горизонта (см. п. 29). Верхние поверхности пластов образуют их кровлю или **висячий бок**, нижние — соответственно почву или **лежачий бок**. Несравненно реже осадочные породы образуют неправильные столбообразные массы, так называемые **штоки**: коралловые рифы, поднимающиеся со дна моря и постепенно растущие вверх по мере опускания морского дна. Эти рифы представляют собой скопления скелетов, превращающиеся постепенно в твердые горные породы. Если такие рифы постепенно замирают в своем росте, а затем засыпаются рыхлыми осадками, то среди типичных осадочных пластов они проявляются

в виде штоков, иногда по своим формам залегания вполне отвечающих залеганию изверженных масс (см. рис. 9 и 10). Такие же штоки известны для химических осадков, например для каменной соли.

Наконец, уже совершенно редко, осадочные породы могут образовать так называемые секущие жилы, т. е. вертикально или почти вертикально стоящие плиты, заключенные среди пластов осадочных пород и режущие под различными углами слои этих последних. Такие жилы, например песчаные, образуются путем засыпания песком зияющих трещин в осадочных породах и превращения с течением времени песка в твердый песчаник. Жилы эти по формам своего проявления совершенно отвечают изверженным породам (см. ниже); то же можно сказать в отношении залегания жил, получившихся путем постепенного заполнения трещин горных пород минеральным материалом, осадившимся из циркулирующих по трещинам водных растворов.

Изверженные или магматические породы

12. Изверженные или магматические породы, образовавшиеся из огненно-жидкой массы, излившейся в виде лавы на земную поверхность (**эффузивные** породы) или застрявшей на глубине (**интрузивные** породы), имеют в огромном большинстве случаев массивное сложение и самую разнообразную форму, зависящую как от свойств магмы, так и от свойств и условий залегания окружающих пород. При этом наибольшее разнообразие форм дают, естественно, породы, застывшие под поверхностью земли, — интрузивные.

Интрузивные породы

13. Наиболее простой формой интрузивных пород являются так называемые интрузивные пласты или залежи, называемые иногда **силлями** (sill, см. рис. 1; п. 32, рис. 1). В русской литературе, особенно в случае залегания среди осадочных пластов наклонных или вертикальных, интрузивные пласты называются **пластовыми** или **согласными жилами**. Силли залегают *совершенно согласно* с пластами (горизонтальными, наклонными или вертикальными) осадочных пород, образуя как бы отдельный пласт или пласты среди последних. Иногда такие силли образуются и среди изверженных пород. Магма, поступающая по подводящему каналу, в случае горизонтального или близкого к последнему залегания интрузируемых осадочных пород, должна, очевидно, прорвать снизу, как бы срезать последние, а сами интрузивные залежи распространяются обычно в обе стороны от питающего канала, раздвигая слои осадочных пород и тем самым завоевывая место для своего распространения. На

рис. 1 (справа и слева рисунок оборван) представлены схематически (в разрезе) интрузивные пласты (белое), расположенные среди горизонтально лежащих слоев (штрихи) осадочных пород. Питающий канал *aa* сравнительно редко бывает виден непосредственно; изверженная порода, залегающая среди слоев осадочных пород, распознается по своему составу, свойствам, а также по контактовому воздействию, оказываемому расплавленной массой на ближайшие прилегающие к ней части осадочных пластов (см. ниже, п. 32).

Описываемые интрузивные пласты прослеживаются иногда на многие сотни километров (Сибирь, Северная Америка, Южная Африка), мощность (толщина) их колеблется от нескольких дециметров до сотен метров. Иногда на вертикальной стене обнажения в 10 м высотой можно насчитать до двух десятков и более отдельных силлей. Очевидно, что магма, образовавшая такие тела, должна была быть очень жидкостной; действительно, огром-

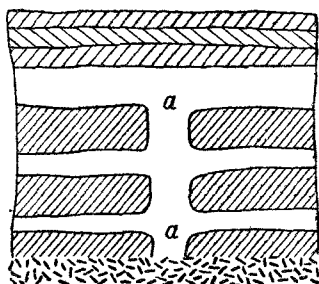


Рис. 1. Интрузивные пласты или силли среди горизонтальных слоев
aa — подводный канал

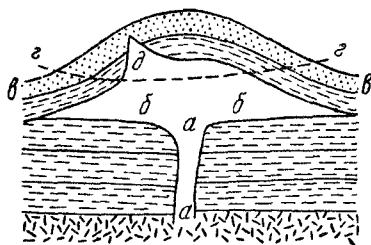


Рис. 2. Идеальная форма лакколита
aa — подводный канал; *бб* — почва; *гг* — апофиза; *дд* — изогнутые слои над телом магматической породы

ные по протяжению силли, особенно в горизонтальных или слабо наклонных слоях, сложены исключительно породами (долериты в Южной Африке, сибирские траппы), образовавшимися из основной (базальтовой, или близкой к ней) магмы, которая является сама по себе, без содействия растворенных газов и флюидов, очень подвижной. Вообще же силли бывают представлены почти всеми породами — от перидотитов до аплитов включительно.

14. Интрузивные пласты, расположенные между несогласно залегающими друг на друге осадочными породами по плоскости раздела последних, называются **межформационными интрузивными пластами**.

15. Следующей формой проявления интрузивных пород являются так называемые **лакколиты** (древнегреческое *lakkos* — цистерна, бассейн). Лакколит представляет собой (рис. 2, разрез)

грибообразное тело, внедрившееся во вмещающие породы и *приподнявшее* вышележащие породы, изогнув их куполообразно. Подводящий канал *aa* бывает виден весьма редко; точно также редко непосредственно наблюдается почва *bb* лакколита. Между тем эта почва является главной характерной чертой этих интрузивных тел: если она не видна непосредственно и присутствие ее под интрузивной породой не может быть доказано на основании геологических наблюдений, то тела нельзя называть лакколитами. Самым подходящим названием в этом случае будет: *небольшой массив, куполообразное тело или куполообразный выход*.

Наконец, существенной чертой лакколита является и изогнутость осадочных слоев (арка *vv* рисунка) над телом лакколита, что и указывает на активность магмы. Если вершина лакколита вместе с покрывающими породами смыта по линии *gg*, то бывает видно, что слои осадочных пород падают во все стороны от тела лакколита, имея изменяющееся все время по контуру тела простираение и уменьшающееся от боков лакколита к его основанию падение¹ — так называемое **периклинальное залегание**. Иногда, исходя из такого периклинального залегания слоев, появляющегося неожиданно на местности, сложенной из полого падающих осадочных пород, можно бывает заключить о нахождении под осадочными породами скрытых от непосредственного наблюдения изверженных тел, так называемых **криптолакколитов** (*kriptos* — скрытый), например, гора Машук у Пятигорска. Периклинальное залегание над лакколитами, впрочем, не всегда имеет место: иногда наблюдается и центростремительное залегание, когда пласты над телом лакколита падают к центру изверженной массы; иногда падение вмещающих пород меняется совершенно неправильно. [Вряд ли следует распространять название лакколита на тела такого залегания. В частности, блюдцеобразное тело с падением осадочных пород к центру принято называть лополитом. Имеется также целый ряд других менее употребительных названий для различных интрузивных тел.]

Представленная на рис. 2 форма лакколита является идеальной. Большой же частью лакколиты образуют неправильной формы тела с **отпрысками** или **апофизами** *d* (рис. 2) во вмещающие породы; иногда последние разрываются ими под землей и даже опрокидываются (Бештау около Пятигорска), временами наблюдается продавливание почвы лакколита, так что последняя вместо плоскости *bb* (рис. 2) является более или менее вогнутым бассейном. В зависимости от форм проявления такие неправильные лакколиты получили различные названия. Дэли (R. A. Daly) предлагает называть неправильные по форме интрузивные массы, активно, подобно магмам лакколитов, внедрившиеся в окружающие породы или пассивно в них вдавленные при горообразова-

¹ Простираение определяет направление в протяженности пластов, падение — их наклон к горизонтальной плоскости (см п 29)

тельных процессах, **хонолитами** (древнегреческое *chonos* — форма для литья металлов). Хонолиты представляют собой более частую форму интрузивных тел, чем лакколиты. Большой частью тела обеих категорий имеют в поперечнике незначительные размеры — сотни метров до десятка километров (лакколиты минераловодские, украинской кристаллической полосы, финляндские, многочисленные лакколиты полуострова Лабрадора, Северной Америки и т. д.); но иногда лакколиты достигают колоссальных размеров: Дулузский лакколит в Миннезоте (Северная Америка), состоящий из габбро, имеет в длину около 200 и в ширину до 40 км; соответствующие размеры Бушвельдского лакколита в Южной Африке 400×130 кв. км. [В данном случае речь идет не о лакколите, а о большом блюдцеобразном теле — дололите. Это же относится и к ряду других поименованных выше крупных тел, частично имеющих, однако, и другие более сложные формы.]

Очевидно, лакколиты (типичные — см. рис. 2) генетически имеют связь с интрузивными пластами: в последнем случае магма активно раздвигает пласты, внедряясь между последними, а при лакколитах активная же магма вследствие достаточной своей вязкости не может разлиться широко от питающего канала и приподнимает — для завоевания себе места — кровлю вмещающих пород. Иными словами, лакколит есть раздувшийся силл, и отсюда становится понятным, что большинство типичных лакколитов представлено уже не жидкостными базальтовыми, а более богатыми кремнеземом породами, магмы которых очень вязки, хотя так же, как и в интрузивных пластах, здесь наблюдаются почти все типы изверженных пород; по крайней мере, под таким названием описаны и массивы габбро, и выходы базальтов, и обнажения диабазов¹, и т. д.

16. Подобно силлям, лакколиты нередко располагаются на стыках несогласно залегающих осадочных пород и в таком случае называются **межформационными лакколитами** (рис 3). Представленный на рис. 2 лакколит был бы межформационным, если бы в основании его (под *бб*) лежали наклонно падающие или вертикальные, а не горизонтальные, как на рисунке, пласты.

17. И интрузивные залежи, и силли, и лакколиты представляют собой **согласные** или **конкордантные** интрузивные тела, т. е. массы изверженных пород, залегающие согласно или почти согласно с напластованием осадочных пород. Однако уже приводные каналы силлей и типичных лакколитов, а также все хонолиты представляют собой тела **несогласные** или **дискордантные**, так как первые режут слои осадочных пород, а хонолиты частью режут или даже опрокидывают эти слои, частью же залегают с ними согласно.

18. Наконец, в хорошо изученных геологических разрезах можно наблюдать **аккордантное залегание**, при котором извер-

¹ Более подробное изучение формы некоторых базальтов и диабазов всегда показывает, что форма эта неправильно принималась за лакколит.

женная масса, прорывая несогласно глубоко лежащие осадочные породы, встречает на своем пути препятствие в виде трудно пронизываемых ею пород, расплывается под последними в виде интрузивного пласта, а затем снова прорывает в слабом месте неподатливые породы и т. д. Получается как бы лестницеобразное залегание, причем согласие и несогласие в этом залегании наблюдаются на различных горизонтах, в то время как при хонолитах такие залегания имеют место на одной почти глубине — в кровле и боках изверженной породы.

19. Типичными формами несогласных интрузивных тел являются **жилы секущие** или просто **жилы** (рис. 3 и 4), называемые иногда по английскому корню **дайками** (*dikes* — жилы). Как показывает первое название, такие жилы секут, режут слои осадочных пород под различными углами или залегают среди изверженных же, а также и метаморфических пород. Жилы или дайки представляют собой плитообразные тела, имеющие по коротким

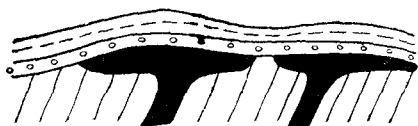


Рис. 3. Интерформационный лакколлит (черное) среди несогласно залегающих осадочных пород. Блек Хилл, по Ирвингу и Харкери; взято у Вольфа (Вулканизм, I)

своим размерам — толщина или мощность жилы — гораздо меньшую величину, чем в длину и ширину (или глубину) — протяженность жилы. Мощность жил бывает самая различная: от долей миллиметра до метра и десятка слишком метров (наиболее обычная мощность); иногда она достигает 5 км. Наиболее длинные жилы едва ли превышают 200 км; часты жилы в несколько километров и в сотни метров длиной. Материалом, заполняющим жилы, могут быть самые различные породы, и как раз множество названий изверженных пород происходит от пород, заполняющих жилы. В некоторых случаях можно утверждать с совершенной определенностью об активности магмы в жилах: иногда в теле жилы встречаются обломки пород, известных — по разрезу в данном месте — на глубине сотен и до тысячи слишком метров от поверхности выхода жилы. В других случаях, как, например, в случае сбросов или сдвигов, магмы жил заполняли только более или менее зияющие трещины в породах. Особенно убедительно это в том случае, когда жила без изменения состава, положения в пространстве и мощности переходит из одной породы, ею пересекаемой, в другую, совершенно отличную от первой и по структуре, и по составу, и по возрасту.

Системой жил называется совокупность параллельных жил, интродуцировавших в определенный геологический период. Такие жилы располагаются иногда по определенным структурным плоскостям вмещающих пород — по плоскостям определенной трещиноватости изверженных пород или по кливажу осадочных пород. В кристаллических сланцах иногда система жил, располагаю-

щихся по сланцеватости, имеет гораздо больший объем, чем вмещающие породы, что дает повод к выделению смешанных пород — **мигматитов** (древнегреческое *migma* — смесь) **Сеть жил** образуется при пересечении двух или трех систем жил. Наконец, наблюдаются иногда **радиальные жилы**, расходящиеся из одного центра или намечающие такой центр своим продолжением. Они, очевидно, должны отвечать вулканическому или интрузивному центру местности.

20. Вышеупомянутые *отпрыски* или *апофизы* представляют (см. рис 2, д) собой, очевидно, жилы, такие жилы вместо боков,

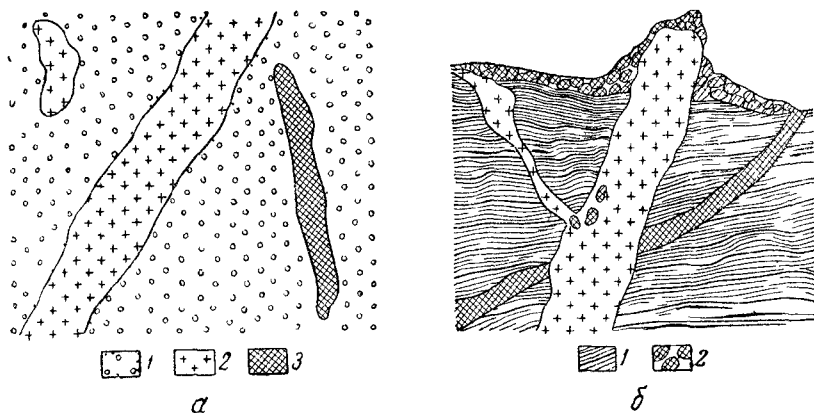


Рис 4 Магматические жилы (дайки) Взято у Вейншенка (E Weinschenk, Grundzuge der Gesteinskunde, I)

а — в плане 1 — сланец 2 и 3 — породы жил б — в разрезе, 1 — сланцы, 2 — элювий

ограниченных более или менее ровными и параллельными плоскостями, имеют обыкновенно в качестве своих стенок неправильные поверхности. Очень неправильными бывают обыкновенно **отщепленные жилы**, представляющие собой части той же породы, в которой они залегают, но застывшие вследствие своего отличающегося состава после вмещающей породы. Чаще всего такие жилы бывают выполнены пегматитами (см. ниже п 88)

21. Наконец, наблюдаются такие жилообразные тела, мощность которых почти не уступает длине, так что вместо плитообразного тела получается параллелепипед. Это так называемые **жилы-штоки**. В огромном большинстве случаев жилы магматических пород среди магматических же пород имеют сравнительно ровные стенки (**бока, зальбанды жил**). Если стенки неровны, и жила в разрезе ее поверхностью земли представляется в виде линзы, т. е. более или менее быстро сходит на-нет в обоих своих концах по протяжению, выклинивается, то может оказаться, что этот вовсе не жила

Например, если магматическая интрузивная порода (гранит) оторвет и захватит пласт прорванной ею осадочной породы, то

такой пласт, претерпев весьма сильное изменение со стороны магмы гранита (ср. пп. 30 и 115—119), во-первых, может походить на изверженную породу и, во-вторых, будет выглядеть наподобие жилы. Даже при микроскопическом изучении иногда бывает невозможно отличить, изверженная ли это порода, т. е. жила настоящая (например лампрофир — см. пп. 88а—88д) или контактный роговик (пп. 115—119), захваченный и сильно измененный пласт осадочной породы. Наблюдения на месте и точная запись видимых соотношений (правильная или неправильная жила, выклинивание не только по протяжению, но и вглубь и т. п.) совершенно необходимы для избежания грубых ошибок при обработке материала.

22. Батолиты (древнегреческое bathos — глубина) представляют собой несогласные интрузивные тела, режущие слои окружающих пород, не оказывающие обычно видимого изгибающего влияния на породы кровли и не обнаруживающие видимой почвы, присутствие которой также трудно или невозможно геологически доказать. Последние два признака отличают их от лакколитов, а от куполов и штоков батолиты отличаются только своими большими размерами. **Шток** (немецкое stock — форма для шапок, см. рис. 9, п. 31) представляет собой незначительный по размерам батолит, имеющий поперечник не более 100 кв. км, а **интрузивный купол** (английское boss — шишка, выпуклое тело) — незначительное несогласное интрузивное тело, небольшой шток.

Батолиты представляют собой самые большие массы изверженных пород на земной поверхности, и относительно их действительной формы между геологами нет согласия. Знаменитый австрийский геолог Зюсс (E. Suess) принимал, что тело батолитов не только не обнаруживает, но и действительно не имеет под собой почвы из чуждых пород, продолжаясь непрерывно в вечные глубины (auf ewige Tiefe). Такой же точки зрения держится знаменитый американский петролог Дэли (R. A. Daly), перечисляя следующие характерные черты батолитов: 1) расположение в орогенических поясах, 2) удлинение обычно в направлении горной цепи, 3) акт интрузии следует более или менее непосредственно предшествующему периоду горообразования, 4) несогласное залегание, 5) неправильная куполообразная кровля, 6) круто наклонные бока тела, 7) сравнительно сглаженные боковые поверхности, 8) расширение книзу без видимой почвы, 9) обычно гранитный состав и 10) весь вид батолитов и форма их имеют такой характер, как будто изверженная масса заместила во время интрузии бывшие до того на этом месте породы. Относя все остальные, кроме штоков и куполов, формы интрузии к инъектированным телам (injected bodies), Дэли называет поэтому батолиты телами, подошедшими с глубины (английское subjacent), *субъинъектированными* (немецкое Liegendkörper). Зюсс также считал, что батолит не раздвигает разорванные слои пород, а замещает последние.

[Представление об образовании гранитов и других интрузивных пород путем замещения ранее существовавших пород развилось в настоящее время в так называемую теорию гранитизации. Эта теория в ее чистом виде предполагает, что граниты образовались не при кристаллизации магмы, а за счет воздействия восходящих горячих растворов на породы, т. е. метаморфическим, метасоматическим путем. В одних случаях эту теорию относят лишь к крупным гранитным телам докембрия, но иногда даже к большинству или всем гранитам и всем интрузивным породам вообще. Противопоставляя теорию гранитизации магматической теории, вместе с тем отдельные петрологи допускают возможность подвижности такой массы, т. е. как будто бы образование магмы, хотя и не признают этого прямо. Наряду с этим, развивается другое представление (Д. С. Коржинский), согласно которому процесс образования интрузивных пород путем замещения рассматривается как процесс образования магмы за счет взаимодействия ранее существовавших здесь пород с восходящими горячими растворами, так называемыми сквозьмагматическими растворами, выносящими часть материала, что приводит к выравниванию состава.

Мы вернемся вкратце к теории гранитизации ниже, лишь отметив здесь, что в своем чистом виде она не может считаться достаточно обоснованной и что попытки отрицать магматическое происхождение большинства гранитов и других пород, издавна считавшихся магматическими, несостоятельны. Это позволяет нам сохранить изложение петрографии изверженных пород с классических позиций с учетом, однако, некоторых новых фактов, накопленных наукой]

Не говоря уже о том, что очень трудно представить себе непосредственное сообщение с магматическими очагами таких огромных масс при непрерывном еще большем увеличении с глубиной их поперечных размеров, особенно большие сомнения и вполне естественные возражения вызывает положение о необходимости, в связи с таким представлением, расплавления огромной массы осадочных пород, массы тем большей, чем значительно тело батолита. Дэли обходит это возражение частично тем, что предполагает постепенное обрушение пород кровли батолитов по мере продвижения вверх изверженной массы и постепенное же погружение массы этих обломков кровли в расплавленную магму батолита, т. е. такой же способ завоевания пространства батолитом, который применяется людьми при идущих снизу вверх горных выработках (английское *overhead stoping*, немецкое *Uebersichtbrechen*). Однако, во-первых, при таких колоссальных размерах совершаемой химической и механической работы батолиты иногда останавливались в своем продвижении всего в нескольких сотнях метров от земной поверхности; во-вторых, требуемое гипотезой Дэли расплавление огромных масс вмещающих пород непосредственно не усматривается даже на тех сравнительно очень незна-

чительных глыбах посторонних пород, которые наблюдаются в верхних частях батолитов, оставаясь часто остроугольными, т. е. совершенно нетронутыми расплавлением. Еще более странно в связи с таким представлением, что эти глыбы очень резко, а не постепенно, исчезают на более глубоких горизонтах изверженной массы.

Исследования германского геолога Ганса Клооса (Hans Kloos) сильно поколебали вышеразвитое представление о батолитах, показав: 1) что под классическими батолитами Баварии (в Брокене) имеются гнейсы, подстилающие граниты этих батолитов; 2) что большой гранитный батолит Лаузица (около 5000 кв. км площадью), судя по тщательным геологическим наблюдениям, представляет собой в действительности не батолит, а межформационный лакколит; 3) что большинство (если не все) интрузивных масс батолитов несет на себе признаки течения изверженной массы в горизонтальном или близком к последнему направлении на больших протяжениях (что противоречит представлению о батолитах, как о телах *субъцированных*); 4) что некоторые батолиты на основании геологического строения местности никак не могут расширяться вглубь, 5) что батолиты Германии приурочены всегда к важнейшим стратиграфическим горизонтам или тектоническим линиям (что, конечно, говорит против *самостоятельности* батолитов, как геологических тел); 6) что вообще нет на земле ни одного большого основательно и детально изученного батолита; в природе которого, как такового, нельзя было бы сомневаться в том или ином отношении, и т. д.

Во всех исследованных немецким ученым случаях батолиты или действительно представляют собой межформационные лакколиты и интрузивные залежи, или на такую их природу указывают детальнейшие геологические исследования. Следует отметить, что подобные формы залегания приписывались ранее норвежскими, шведскими и финляндскими петрологами некоторым большим гранитным массам Фенноскандии¹ и что проблема завоевания места изверженными массами батолитов как раз легче и понятнее всего разрешается при рассматривании их как межформационных пластов и лакколитов или как очень мощных пологих жил.

Впрочем, и наиболее сильный защитник теории бездонных батолитов Дэли указывает, что один из южноафриканских силлей (площадью почти до 13 000 кв. км) легко было бы принять за батолит, если бы не была видна его почва. Дэли утверждает, что батолиты состоят только из гранитов и гранодиоритов; однако ввиду отрицательного определения этих тел едва ли это можно доказать или опровергнуть. Некоторые авторы утверждают, что имеются батолиты, состоящие из габбро. Во всяком случае, от

¹ Так называется довольно однородная в геологическом смысле область Финляндии и Скандинавского полуострова

правильного понимания этих наиболее крупных геологических единиц земной коры зависит решение важнейших геологических и петрологических проблем. Массы пород, описанные как батолиты, занимают колоссальные пространства: в Киргизской степи встречаются такие тела размерами около 10 000 кв. км; граниты Аляски покрывают площадь около 100 000 кв. км и т. д.

23. Интрузивные тела различной формы могут быть как **простыми**, созданными одним интрузивным актом, так и **повторными** (multiple, по Дэли), сложенными из нескольких следовавших друг за другом интрузий одного состава, и **сложными** при различном составе слагающих их интрузий. Уже из одного факта

такого разделения следует, что даже в теле одной и той же, иногда небольшой, жилы могут находиться по меньшей мере две различные породы (рис. 5), внедрение которых происходило одновременно или друг за другом. О больших пространствах и говорить не приходится (см. также п. 26, конец):

иногда на протяжении десятка квадратных километров можно встретить до десятка различных пород, частью почти одновременно образовавшихся,

чаще всего разделенных небольшим промежутком во времени, иногда принадлежащих различным геологическим эпохам. При этом, как увидим ниже (п. 92), различные типы породы обычно следуют в определенной последовательности. Задачей петролога является обособить эти породы вещественно, пространственно и во времени (п. 30), а также разъяснить по возможности причину разнообразия пород местности (см. ниже п. 91).

24. Что касается толщины коры, которая покрывает интрузивные массы в момент извержения, т. е. первоначально (до размыва) глубины залегания интрузивных пород, то, имея в виду огромные трудности учета толщины этих покровов и в связи с этим возможность крупных ошибок, можно привести следующие данные. Дэли дает цифры в «сотни и тысячи футов», т. е. от одной до нескольких сотен метров как наименьшие. Г. Клоос приводит цифры от нескольких сот и до тысячи метров (Лаузицовский батолит). Наибольшие из подсчитанных первоначальные глубины залегания батолитов — это 6—8 км. Отсюда видно, что этимологически термин батолит — глубинное тело — достаточно часто не соответствует своему содержанию. Для лакколитов в сводке Вольфа (F. v. Wolff) даются цифры от 0,5 до 3 км. Некоторые из минераловодских лакколитов несомненно внедрялись на глубине более 1 км.

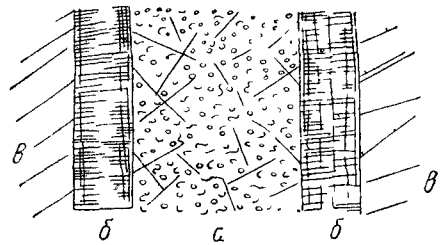


Рис. 5. Сложная жила в песчанике *v* на острове Скай в Шотландии

a — микропегматит; *б* — базальт
По Гики (Geikie) взято у Вольфа
(F. v. Wolff, Vulkanismus, 1)

Эффузивные породы

25. Формы проявления эффузивных пород, т. е. пород, излившихся на земную поверхность, зависят как от способов излияния, так и от состава этих пород. Имеет значение также и рельеф поверхности, на которую изливается лава. **Трещинные излияния**, при которых лава изливается из более или менее протяженных трещин (до 35 км в Исландии), дают **покровы**, т. е. неправильные, в зависимости от воспринимающего лавы рельефа, плитообразные массы пород, имеющие в ширину и длину почти одинаковые размеры, значительно превосходящие толщину этих тел. Повторные трещинные излияния дают иногда покровы колоссальной мощности. Гики (A. Geikie), например, оценивает общую толщину базальтовых покровов Исландии в 3000 м; Де-Тойт (Du Toit) дает для южноафриканских покровов мощность в 9000 м (1). Общая мощность деканских траппов в Индии достигает местами почти 2000 м и т. д. Но мощность отдельных потоков колеблется обычно около 10—15 м, хотя, правда очень редко, в массе покрова удается индивидуализировать отдельные потоки, толщина которых превышает 100 м; но это бывает вообще редко.

Если масса лавы извергается в глубокие долины, то, понятно, мощность покрова, превращающегося при этом уже в **поток** (длина значительно больше ширины), может достигнуть размеров гораздо более крупных, чем, например, средние исландские (5—10 м). Так, П. Крапоткин для одного базальтового потока в верховьях р. Оки в юго-западном Прибайкалье дает длину около 65 км, ширину в $1/2$ — $1\frac{1}{2}$ км и мощность от 12 до 60 м. Характерной особенностью трещинных излияний является спокойное, хотя и довольно быстрое, истечение огромных масс лавы из сравнительно узких (вероятно, менее 10 м в среднем) питающих трещин и почти полное отсутствие пирокластического материала.

Что касается площади, занимаемой покровами, то она достигает грандиозных размеров. Разъединенные позднейшими опусканиями северо-атлантические базальты покрывали площадь около 500 000 кв. км; хотя первоначальное единство отдельных покровов в самое последнее время стало оспариваться, однако такую же приблизительно площадь занимают деканские траппы Индии и базальты в штатах Уошингтон, Орегон, Монтана и Идаго (или Айдэйо) Северной Америки. Трещинные излияния третичных базальтов Прибайкалья и Забайкалья покрывают в виде разрозненных покровов, вероятно, не одну сотню тысяч квадратных километров. Отсюда видно, что преобладающими породами среди трещинных излияний являются базальты и близкие к ним по составу лавы. Породы других типов редки.

26. **Центральные излияния**, при которых лава изливается из отдельных центров — вулканов, дают гораздо большее разнообразие форм, из которых, не приводя отдельных отрицательных форм — кратеров, кальдер и прочих депрессий, — следует отме-

тить нижеследующие. **Потоки** представляют собой массы излившейся из жерла лавы, имеющие длину, значительно превышающую ширину и толщину. В случае вязких лав потоки бывают гораздо короче, чем в случае жидкостных (базальтовых), и высота их немногим уступает ширине при достаточно крутых стенках (угол наклона до 40°). Длина индивидуальных потоков достигает иногда до 20 км (Исландия) и больше (см. выше, данные Крапоткина). Общая масса одного потока едва ли превышает 5 куб. км. **Вулканические пики** (рис. 6) или **иглы** (английское *plugs*, французское *aiguilles*, немецкое *Nadel*) представляют собой узкие конусообразные тела, образованные вязкой лавой, не растекающейся вследствие более быстрого, чем подъем отверде-

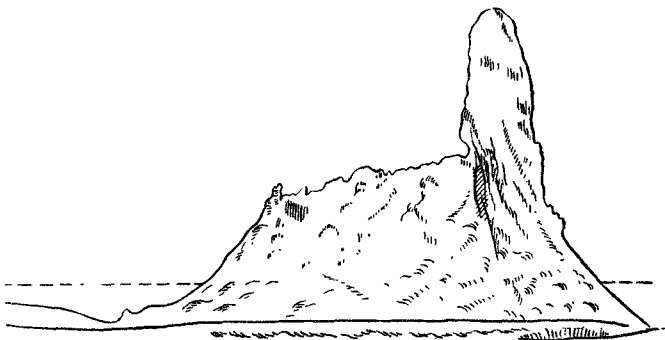


Рис. 6. Вулканический пик Фернандо Норонха по Браннеру.
Взято у Вольфа

вания. Это — мелкие вулканические формы, имеющие небольшое значение и в древних вулканических областях с трудом распознаваемые.

Вулканические купола (рис. 7), образующиеся за счет вздымающейся изнутри массы. Это опять-таки незначительные по своим размерам геологические единицы, сильно уступающие своими размерами **вулканическим конусам** — телам, получающимся путем постепенного накопления снизу вверх, изнутри кнаружи, продуктов лавовых и пирокластических или тех и других вместе (страто-вулканы; рис. 8). Вулканические конусы — это наиболее крупные вулканические образования, достигающие иногда в поперечнике 20 км и более; но и эти единицы очень трудно реконструируются в древних вулканических областях. Наконец, вулканические **нэки** (английское *neck* — шея), соединяющие, подобно шее, вулканические очаги с поверхностными их излияниями, представляют собой переходные от интрузивных к эффузивным геологические единицы и бывают выполнены туфами или лавами, или теми и другими вместе. Диаметр этих лавопроводных каналов достигает до полутора километров, но иногда имеет величину всего в несколько метров.

Центральные излияния дают одинаково породы всех типов; характерным отличием их от трещинных является также почти постоянное присутствие туфового материала.

Приведенные выше (п. 23) случаи проявления различного состава и типа пород на небольшой сравнительно местности в отношении пород, излившихся на земную поверхность, становятся совершенно понятными из наблюдений в вулканических областях. Здесь иногда в промежутки времени, соответствующие жизни одного исследователя, извергаются из вулканов лавы различного

состава. Даже случается (правда, исключительно редко), что один и тот же вулкан в один и тот же момент доставляет различные по составу лавы, отвердевающие в различные эффузивные породы¹.

Легко поэтому представить, какое может быть разнообразие пород в глубоко размытых древних вулканических областях, когда на небольшом пространстве мы можем наблюдать почти все поро-

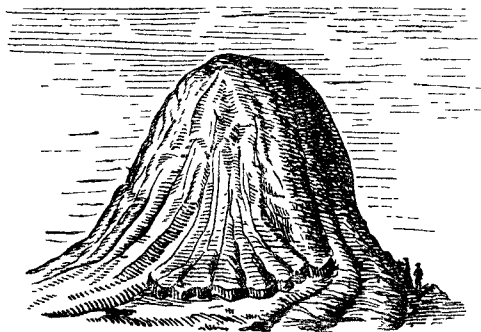


Рис 7. Лавовый купол. Взято у Вейншенка

ды, доставленные вулканом или группой вулканов за весь период их многовековой деятельности. При этом здесь мы можем встретить и интрузивные по составу и структуре породы (см. таблицу в конце книги, полоса I), и жильные (см. таблицу в конце книги, полоса III, II), и породы, как говорят, *эффузивного облика* или *габитуса*, т. е. такие, которые вполне сходны по составу и структуре с затвердевшими лавами (см. таблицу в конце книги, полоса II), но застыли на глубине, т. е. *геологически* являются несомненными интрузиями.

27. *Породы эффузивного облика, как видим, могут получиться не только на земной поверхности.* Они довольно часто встречаются в виде жил и лакколитов, отвердевая иногда на значительных глубинах под поверхностью земли (до 2 км и более в Андах; см. п. 67в, конец). Наиболее убедительным признаком того, что данная порода имеет эффузивный габитус и является действительно геологически излившейся, служит (см. также п. 84, конец) — в древних вулканических областях — сопровождение ее аналогичными по составу туфами. Поэтому для петролога иссле-

¹ Так, например, для Ключевской сопки на Камчатке, по А. Н. Заварицкому, лавы вершинного кратера отличаются более кислым составом по сравнению с лавами нижележащих паразитных кратеров. В лавах последних увеличивается соответственно содержание темноцветных минералов и в значительном количестве появляется оливин].

дование туфов имеет очень большое значение. Как геологические тела, получившиеся, подобно осадочным породам, путем накопления осколков, как тела пирокластические, туфы имеют залегание, аналогичное залеганию кластических осадочных пород, но только, конечно, пласты, пакеты их, прослеживаются обычно на гораздо меньшие расстояния, выклиниваясь быстро во все стороны по мере удаления от вулканического центра; туфы подводных излияний разносятся вообще на большие пространства. Надо только иметь в виду, что даже не при очень сильных извержениях

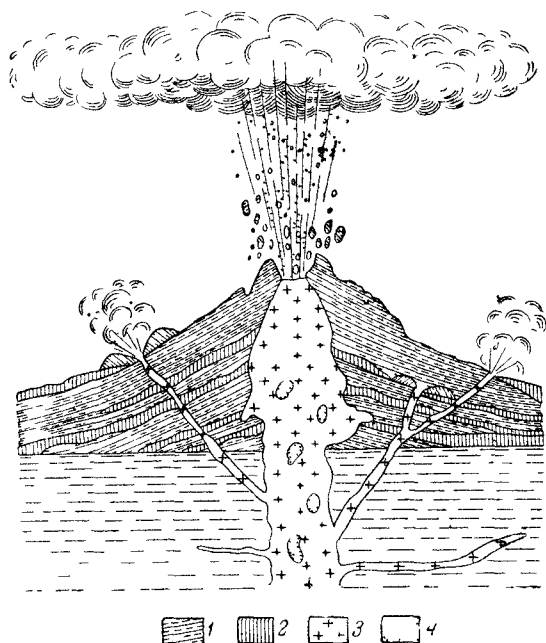


Рис. 8. Схематический разрез страто-вулкана
1 — туф; 2 — лава; 3 — магма; 4 — включения в магме.
Взято у Вейншенка

пирокластический материал забрасывается на десятки и сотни километров от места извержения; при грандиозных извержениях большие количества туфового материала могут быть удалены от центра извержения на сотни и тысячи километров — в зависимости от величины выбрасываемых частиц. При извержении Кракатау в 1883 г. куски величиной в кулак наблюдались на расстоянии 40—80 км от вулкана, а мельчайший пепел облетел весь земной шар. Извержение 1912 г. в долине «Тысяча дымов» на Аляске доставило туфовый материал в штат Уошингтон на расстоянии около 1800 км. При этом количество туфового материала достигает иногда грандиозных размеров: до 150 куб. км пирокластического материала доставил в течение одного вулканического извержения

вулкан Темборо (о-в Сумбава); общее количество туфового материала, выброшенного при одном извержении вулкана Колсегвина (в Никарагуа, 1835 г.), по одним подсчетам равно 50 куб. км, по другим — 150 куб. км и т. д.

Вулканическая деятельность современной геологической эпохи несравненно менее интенсивна, чем предшествующей, третичной: количество действующих в настоящее время вулканов не превышает 0,25—1% потухших, в зависимости от более узкого или широкого толкования термина «потухший вулкан». В более древние геологические времена (например, в каменноугольный период) вулканическая деятельность была еще гораздо интенсивнее.

Метаморфические породы

28. Метаморфические породы, как геологические тела, должны иметь, очевидно, форму первоначальных изверженных или осадочных пород. Однако огромное большинство этих пород, так называемые кристаллические сланцы, находится в сильно нарушенных областях, смяты в крутые складки и раздроблены, а потому и форма материнских пород утрачена и имеет сравнительно малое значение. Благодаря смятости, кристаллические сланцы, как показывает их название, имеют известное направление в своем сложении, подобное слоистости осадочных пород; но далеко не всегда эта видимая слоистость является первичной, и сланцеватость есть признак, полученный уже вторично, во время метаморфизации пород. В то время как слоистость обусловлена различием в составе отдельных слоев, сланцеватость вызывается давлением на породу, благодаря чему последняя как бы разлистовывается и поэтому делится легче по одной определенной плоскости. При давлении на породу перпендикулярно слоистости каждый слой может сделаться сланцеватым, и порода окажется одновременно и слоистой и сланцеватой. Во всяком случае, и слоистость и сланцеватость приближают кристаллические сланцы к породам осадочным, почему полевые методы исследования этих пород во многом одинаковы.

29—38. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ

Осадочные породы

29. В осадочных породах непременно определяются с помощью компаса прежде всего элементы их пространственного положения: **простираение** слоистости, т. е. направление — по отношению к странам света — линии пересечения плоскости напластования с горизонтальной плоскостью, **падение** — направление, перпендикулярное к простираению, и **угол падения**, т. е. угол, образованный плоскостью напластования с горизонтальной плоско-

стью, равный углу наибольшего уклона пластов от горизонтальной плоскости. При этом получаются, например, такие цифры: простираение СЗ 290° (или, что все равно, ЮВ 110°) и падение СВ 20° (или ЮЗ $290^\circ - 90^\circ = 200^\circ$ [в зависимости от направления падения]) под углом 60° . Это дает возможность следить за поведением пластов: если элементы пространственного положения меняются, то это говорит за то, что пласты изгибаются, а потому определенный пласт уже не будет выходить на поверхность в том месте, где ему следовало быть, если бы он не изгибался. Если пласты падают вертикально, «стоят на головах», то направление их не зависит от рельефа местности, и, стоя на горе, можно наметить точку выхода пласта в долине. Если пласты падают к горизонту, то линия выхода зависит от рельефа и в тем большей мере, чем ближе положение пластов к горизонтальному. Резкое изменение в положении пластов или их исчезновение — *при неперменном учете влияния рельефа* — говорят за смещения — **сбросы** или **сдвиги** — пластов и т. д. Для петролога одинаково важно учитывать относительное расположение пласта или пакета и точно обозначать на карте местоположение взятых для кабинетного исследования (см. ниже п. 36) образцов. Огромное большинство осадочных пород — это породы кластические, а в таком случае и место отложения кластического материала оказывает в большей или меньшей степени влияние на отдельные черты состава и строения породы. При петрологическом изучении осадочных пород образцы пород *должны браться* не только из частей пласта, ясно отличающихся на-глаз, но и из совершенно одинаковых по виду частей одного и того же пласта на определенном расстоянии; иногда смена в составе пласта идет так незаметно, что улавливается только после прохождения большого промежутка, и, набирая в поле образцы недостаточно часто, можно при кабинетной обработке получить впечатление о резком различии там, где в действительности имела место постоянная и постепенная, но мало заметная для глаза смена. Такое прослеживание пластов важно не только при петрологическом изучении осадочных пород, но имеет огромное значение и при изучении изверженных пород.

Изверженные породы

30. Изверженные породы, как отмечалось, оказывают иногда воздействие на окружающие изверженные же или осадочные породы, в которые они внедрились, превращая их иногда в породы метаморфические. Констатирование на местности такого воздействия изверженной породы на окружающие породы определяет относительный возраст наблюдаемой породы: если контактовое воздействие имеется, то изверженная порода несомненно моложе окружающих; а для петролога, как и для социолога, важно не только положение данной породы, сообщества минера-

лов в пространстве, но и появление ее во времени, — это дает возможность изучать историю развития пород (обществ) в данной местности, смену их во времени, что, в свою очередь, дает решающий материал для учения о дифференциации магмы — о причинах появления различных изверженных пород. Отсюда понятно, что важнейшей полевой работой петролога является — наряду с наблюдением и изучением самих пород как вещественных единиц — прослеживание контактов и контактовых явлений. Прослеживание контактов дает прежде всего возможность решить вопрос о форме изверженной породы и способе ее залегания. На

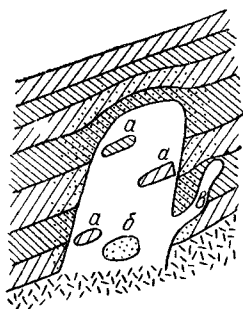


Рис. 9. Шток более молодой интрузивной породы в наклонно падающих слоях
а, б — обломки вырванных магмой пород;
в — апофиза, изгибающаяся слой над ней. Так называемый *интрузивный* контакт

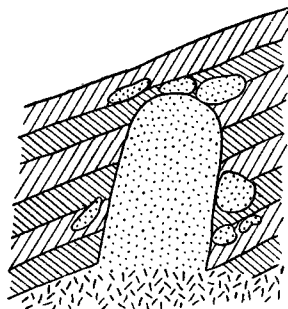


Рис. 10. Шток более старой (магматической, метаморфической или осадочной) породы среди наклонно падающих слоев; видны обломки породы штока в заключающей породе. Так называемый *аркозный* контакт

примере прилагаемых двух рисунков (рис. 9 и 10) можно видеть получаемые результаты. На обоих рисунках имеется два геологических тела: включающая порода в обоих случаях, предположим, одна и та же; это осадочная порода, пласты которой падают наклонно и оборваны пределами рисунка. Включаемая порода имеет, как видим, и там и здесь почти совершенно одинаковую форму, но предположим, состав ее различен (разные условные обозначения) в том и другом случае. При подробном исследовании контактов в первом случае (см. рис. 9) выясняется, что включаемая порода: 1) оказывает несомненное воздействие на включающую, несколько приподнимая и изгибающую — в кровле и частью в боках — ее пласты; 2) содержит измененные обломки (*а*) включающей; 3) содержит обломок неизвестной породы (*б*), которая при дальнейших исследованиях в другом месте оказывается залегающей под нашей осадочной породой на глубине, скажем, около 200 м по разрезу; 4) посылает апофизы (*в*) во включающую

щую осадочную породу, причем видимая на разрезе апофиза, как показано, изгибает несколько прилегающие слои осадочной породы; 5) изменяет осадочную породу (точки рисунка) в местах соприкосновения с последней, причем степень этого изменения постепенно убывает при удалении от контакта, и подобное изменение во вмещающей породе наблюдается, судя по детальным исследованиям, *только* около включаемой породы. Факты 1) — 4) соответствуют **интрузивному контакту** включаемой породы и заставляют утверждать об ее изверженном происхождении, так как мы не знаем никаких других процессов, которые могли бы обусловить наблюдаемые явления, кроме активного внедрения расплавленной массы во включающую породу и образования в последней небольшого, представленного на рисунке, штока. Факт 5) отражает **контактное воздействие** изверженной породы на более старую осадочную породу; такое контактное воздействие особенно около больших масс интрузивных пород, прослеживается иногда на несколько километров, постепенно убывая в направлении от места непосредственного стыка и сходя вдали на-нет (см. ниже п. 115).

31. С другой стороны, хотя форма тела на втором рисунке (см. рис. 10) тождественна первому (нижние части обоих тел прикрыты растительной землей или вообще скрыты от наблюдателя), соотношения между включаемой и включающей породой здесь совершенно иные: последняя не только не заключает осколков первой, но, наоборот, осколки и глыбы включаемой породы находятся неподалеку от ее границы с включающей в этой последней. Никакого воздействия на залегание включающей породы включаемая не оказывает и т. д. Такое залегание представляет собою **аркозовый контакт** и говорит за более древний возраст штоковидной массы. Последняя уже существовала до отложения осадочной породы, выветривалась, распадалась на куски и уже затем была покрыта осадками, давшими по затвердевании включающую породу. Очевидно, в этом втором случае штоковидная масса может представлять собой как изверженную породу (например, гранитные сопки древнего рельефа), так и осадочную (рифовые известняки, отложения морских солей и пр.). Прекрасный аркозовый контакт древнего (докембрийского) гнейса или гнейсовидного гранита с юрскими отложениями виден в Кисловодске у так называемого Медового водопада.

32. Таким образом, только одно геологическое обследование контактов дает иногда возможность не только решить вопрос о возрастных взаимоотношениях пород, но и о происхождении их. Однако такие случаи довольно редки на практике. Здесь в большинстве случаев исследователь наперед уже знает — по составу и структуре, — что имеет перед собой изверженную породу, но достаточно часто не может с определенностью решить вопроса о том, интрузивная ли это порода или она была лавой, излившейся в прежнюю геологическую эпоху на земную поверхность.

Предположим (рис. 11), что среди пакета круто падающих пластов 1—5 мы имеем согласно с ними залегающую изверженную породу 6 эффузивного облика. Последняя может быть, очевидно, во-первых, силлем, согласной жилой, внедрившейся между слоями 2 и 3, до нее существовавшими; во-вторых, дело могло происходить и так, что, скажем, на дно бассейна с горизонтально или почти горизонтально лежавшими слоями пород 1—2 излился покров лавы 6, затем был постепенно покрыт слоями 3—5, после чего вся эта масса 1—6 была смята в складки, затем снова размыта, и результат всех этих действий мы теперь и наблюдаем в исследуемом обнажении. Если исследование покажет, что как в лежачем, так и в висячем боку тела 6 наблюдается **экоконтактное воздействие** (древнегреческое *ex* — вне) породы 6 на прилегающие к ней части пластов 2 и 3, то тело 6 является несомненно силлем. Если такое воздействие обнаруживается только на пласте 2, а на *совершенно тождественном по составу с последним* пласте 3 никакого воздействия не наблюдается, то это обстоятельство указывает, что имеет место второй из предположенных случаев или что вообще порода 6 моложе породы 2, но старше 3. Однако отсутствие контактных воздействий *одновременно* на пла-

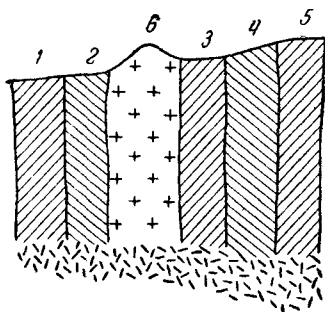


Рис. 11. Интрузивный пласт или наземная лава 6 среди круто стоящих пластов осадочных пород 1—5: если 6 моложе 2 и старше 3—остывшая лава

сты 2 и 3 не может служить каким-либо критерием для выяснения такого рода взаимоотношений.

Дело в том, что контактные явления около таких небольших по мощности тел, как силли или жилы, распространяются иногда только на сантиметры или даже миллиметры от места непосредственного стыка пород. Кроме того, в рассматриваемом случае легко принять *в поле* за контактное изменение пород 2 и 3 в непосредственном их соприкосновении с породой 6 простые явления выветривания и выщелачивания водами¹, легко циркулирующими по поверхностям раздела совершенно различных пород 6 и 2 с 3; с другой стороны, имевшиеся контактовые изменения в породах 2 и 3 как раз могут быть совершенно замаскированы циркулирующей по стыкам вод атмосферных осадков, так что и кабинетная обработка может не дать ничего определенного. Местами бывают доступны непосредственному наблюдению не стыки (линии

¹ Отсюда понятно, почему весьма важно брать образцы из контактов: в поле легко ошибиться, приняв простое выветривание от циркулирующих по стыкам вод за контактное воздействие, и тем самым перепутать всю историю местности. Если документ — образец взят, может остаться только неопределенность, но не ошибка.

между породами *б* с *2* и *3*), а поверхности породы *б*. По характеру этих поверхностей иногда можно совершенно определенно утверждать о лавовой природе породы *б*. Наконец, присутствие туфов, отвечающих составу породы *б*, может указывать с большей или меньшей вероятностью на то, что порода *б* геологически является эффузивной. Но здесь, в связи с вышеприведенными (п. 27) указаниями относительно распространения туфов от центра извержения, надо быть осторожным: как породы, так и туфы, *различные по месту* излияний, могут быть почти тождественными по составу, вследствие чего легко принять туф весьма удаленной от места наблюдения породы за туф породы *б*. Вспомним также (п. 25), что далеко не все лавы непременно сопровождаются пирокластическими продуктами.

33. Иногда **эндоконтактные изменения** (древнегреческое *endon* — внутри) самой изверженной породы служат хорошим критерием для выяснения соотношений между породами, особенно если одна из соприкасающихся пород интрузивная, а другая, в нее извергающаяся, имеет эффузивный облик. Последнего вида породы часто являются неполнокристаллическими, содержат вулканическое стекло в большем или меньшем количестве. Соприкасаясь с холодными стенками более древних изверженных пород, породы эффузивного облика остывают очень быстро в местах соприкосновения и поэтому дают иногда в очень узкой зоне, порядка нескольких миллиметров, почти чисто стекловатые разности, отличающиеся резко по виду от всей массы породы: *светло-розовая*, если она более или менее раскристаллизована, эффузивная порода может иметь почти совершенно *черную* стекловатую разность, так как вулканические стекла почти всегда гораздо темнее своих менее стекловатых аналогов. Иногда более молодая порода в контакте с более старой имеет более мелкое зерно, принимая нормальный свой вид в небольшом удалении от контакта. Если при геологических наблюдениях виден только контакт двух таких пород, а форм их залегания выяснить не удается, то, наблюдая такое эндоконтактное изменение, можно с определенностью решить вопрос о возрастных соотношениях между соприкасающимися породами.

Наилучшими обнажениями являются обыкновенно крутые обрывы ущелий, но здесь надо иметь всегда в виду, что имеешь дело с разрезами по плоской поверхности или почти по плоскости пространственных тел, иначе временами можно наделать массу грубых ошибок. Пусть на стенке ущелья видна такая картина (рис. 12, I): порода *а* как будто сечет в виде жилы породу *б*, и, следовательно, надо считать, что *а* моложе *б*. Если не взобраться на вершину ущелья, то можно уйти с этого места в полном убеждении, что дело именно таким образом и обстоит. Меж тем, на вершине иногда представляется такая картина (рис. 12, II; уже не разрез, а план): оказывается, что в действительности не порода *а* сечет *б*, а как раз наоборот — порода *б* являлась жилой в

породе *a*, и весь комплекс был срезан ущельем по плоскости (на рисунке по линии *AA*), так что на разрезе, представляемом стеной ущелья, и должна была получиться картина рис. 12. I. Если обе породы достаточно близки друг другу, и *a* представляет собой гранит, а *б* — гранодиорит или кварцевый диорит (п. 88), то и тщательное коллектирование в контактах иногда (если не взобраться на вершину) не помогает делу, так как контактные видоизменения между близкими породами могут почти совершенно отсутствовать. Точно так же очень неправильная жила *aa* в породе *б*

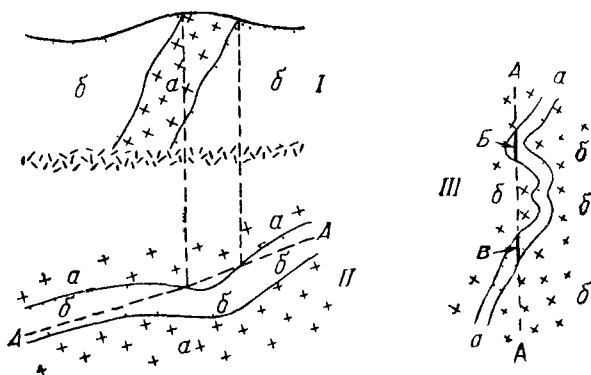


Рис 12. I — жила *bb* в породе *aa*, срезанная ущельем; вид на стене ущелья; II — то же (см. I) в плане на местности, разрезаемой ущельем *AA*; III — неправильная жила *aa* среди породы *bb*. При срезе плоскостью *AA* (пунктир), перпендикулярной к плоскости рисунка, части жилы *B* и *V* могут казаться обломками в породе *bb*

может на поверхности разреза *AA* (рис. 12, III) представиться в виде отдельных кусков *B*, *V* и т. д. Исследователь считает, что эти куски являются обломками породы *a*, захваченными породой *б*, т. е. что последняя представляет собой более молодое образование, меж тем как в действительности опять имеют место как раз обратные соотношения. Из приведенных примеров совершенно очевидно, что *никогда не следует упускать из вида, наблюдая прекрасные обнажения на стенках ущелий, что эти стенки представляют собой разрезы пространственных тел; петролог, как и геолог, всегда должен представлять наблюдаемые соотношения в трех измерениях, — одни только внешние чувства плохие руководители для ученого: координационная работа мозгов обязательна во всех случаях.*

34. Наконец, очень важно наблюдать за архитектурой породы в обнажении. Как показал Г. Клоос, определение направления трещин любого происхождения, пересекающих породу, особенно трещин отдельности, наблюдение расположения шлиров (немецкое Schlieren — струя, полоса), т. е. частей породы, отличающихся

по составу от последней, и жил, пересекающих породу, с самой педантичной регистрацией всего, сюда относящегося, в записной книжке, часто дает возможность определенно заключить о течении интрузивных масс (см. выше — батолиты), о форме их, об одновременности происхождения пород разрозненных обнажений, о направлении горообразовательных движений во время остывания изверженной массы и т. д.

[Большое значение при таких исследованиях имеют также наблюдения за ориентировкой отдельных минералов, имеющих таблитчатый или призматический облик (например, плагиоклазы и пироксены или амфиболы). Большей частью в поле удается замерить положение плоскости, параллельно которой располагаются таблички или призмы и значительно реже еще и некоторые линии в данной плоскости. В тех случаях, когда никакой ориентировки минералов в поле незаметно, полезно бывает взять ориентированный образец, так как ориентировка минералов может быть выявлена при микроскопическом исследовании шлифов.]

35. Трещины отдельности представляют собой или трещины усыхания, т. е. отвердевания изверженной породы, получающиеся вследствие стяжения ее при охлаждении, или трещины давления, образующиеся в отвердевающей вязкой массе, находящейся под давлением, направленным извне. Формы отдельных частей породы, получающихся от рассечения ее такими трещинами, наиболее, естественно, правильны у изверженных пород, как пород более однородных, чем туфы и осадочные. Особенно прекрасно ограниченные столбы (рис. 13 и 14), плиты и т. д., и это опять, понятно, дают лавы. Естественно, что в лавах трещины отдельности бывают зияющими, легко заполняются вторичным материалом и пр., в то время как в интрузивных породах они иногда находятся в зачаточном состоянии и обнаруживаются часто только в каменоломнях. Если добавить еще, что в лавах висячие и лежащие бока находятся в менее симметричном положении относительно охлаждающихся поверхностей, чем в интрузивных породах, то станет понятным, что и наблюдение трещин отдельности может представить данные для суждения о происхождении и способах залегания пород. Поэтому наблюдение, регистрация и подробное исследование трещин является необходимым актом полевой работы петролога.

36. Все сведения об архитектуре пород получаются *только при полевой работе, и никакая последующая кабинетная обработка коллекций не поможет восстановить упущенного.* Такие упущения могут случиться у петролога при недостаточном коллектировании и в случае прослеживания контактов и, особенно, контактовых явлений. Правило, что *лучше набрать образцов пород гораздо больше того, что может оказаться необходимым при кабинетной обработке, чем хотя бы немногим меньше этого,* справедливо во всех случаях работы петролога. Особенно контактовые явления — главнейшие наблюдения петролога — должны

иллюстрироваться образцами с наибольшей полнотой. Необходимо стараться добыть в этом случае образец по возможности свежей породы, в которой наблюдались бы обе соприкасающиеся породы. Затем совершенно необходимо брать по отдельному

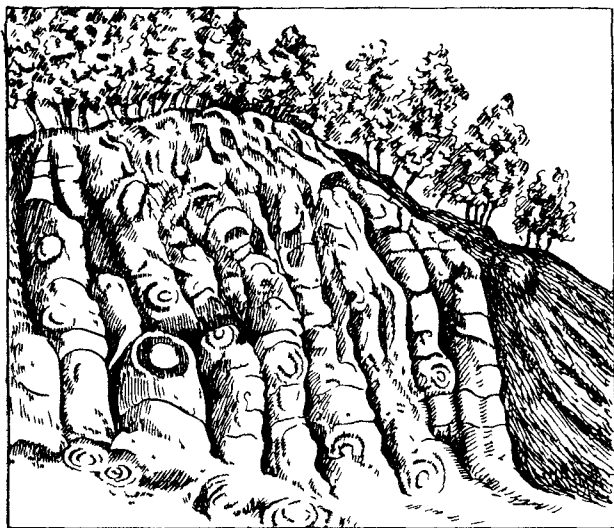


Рис 13 Шаровая отдельность в базальтовых столбах. Чехия По Роту (J Roth), взято у Вейншенка

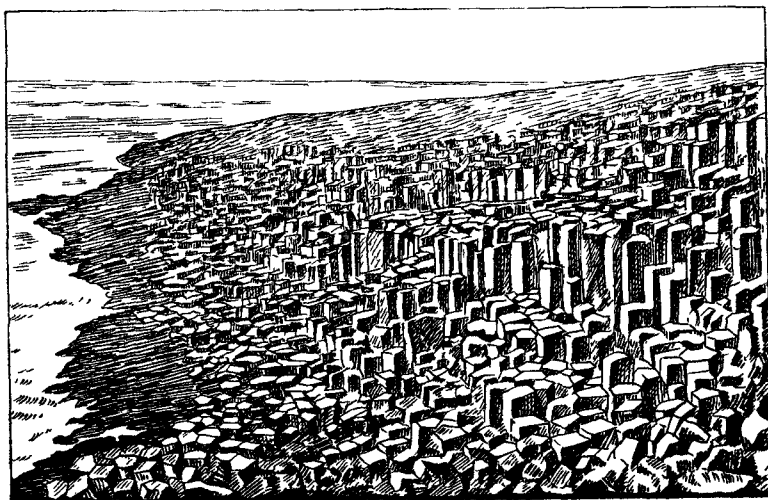


Рис 14 Столбчатая отдельность базальтов Сев. Ирландии мостовая гигантов По Тула (F Toula), взято у Вейншенка

образцу каждой из этих пород в большем или меньшем удалении от контакта в зависимости от интенсивности явления и широты контактового (эндо- и экзо-) пояса, а также регистрировать дальнейшими образцами ход явления по мере удаления вкрест от контакта, причем, особенно для прилегающих и недалеких от контакта частей, необходимо брать образцы, хотя бы последние не отличались макроскопически друг от друга и от неизменной на вид породы. Для точного учета всех процессов, связанных с контактными явлениями, необходимо коллектировать образцы прилегающей осадочной породы не только вкрест, но *и по простиранию последней при удалении* пластов от контакта и притом так, чтобы была исключена возможность случайных результатов. Если, скажем, должен быть учтен привнос материала в контактируемую осадочную породу из изверженной породы, то, очевидно, должен быть прослежен состав породы (пласта) на достаточном расстоянии и вне воздействия изверженных масс. Может оказаться, например, что недалеко от контакта наблюдается изменение пласта, но такое же изменение встречается местами и вдали от контакта, и тогда становится ясным, что причиной изменения не является данная изверженная порода.

Метаморфические породы

37. Вообще исследование контактных изменений приближается к методам, применяемым в том случае, если изучаются в поле *метаморфические породы* и в частности **кристаллические сланцы** (п. 130). Методика петролога здесь вполне совпадает с методами стратиграфов. Прослеживание кристаллического сланца по простиранию приводит иногда совершенно постепенно к неизменной породе, из которой он произошел, и тем самым уже в поле намечается решение вопроса о генезисе этого сланца. Прослеживание гнейсовидной породы вкрест простирания приводит иногда так же постепенно к массивной изверженной породе, краевую фацию которой представляет собой гнейс, что опять может дать совершенно определенное решение о его происхождении, если *и кабинетное исследование* подтвердит наличие такого перехода. Вообще же совершенно очевидно, что при изучении метаморфических пород как геологических единиц применяются методы исследования и пород осадочных и пород изверженных. Контактные явления, изучение формы тела, прослеживание возможной связи с породами известного наблюдателю происхождения, архитектура выходов и прочее могут здесь играть решающую роль.

Образцы и их сбор

38. Документирующие образцы¹ берутся таких размеров, какие соответствуют последующей кабинетной их обработке. Образцы пород, из которых, по мнению исследователя, будут произ-

¹ Насчет образцов было уже сказано также в пп. 29, 32 (примечание) и 36.

водиться химические анализы, должны иметь размеры приблизительно $(9-10) \times (18-20) \times (4-5)$ куб. см. Образцы, которые берутся для проверки правильности определения пород в поле при помощи лупы — **макроскопические определения**, должны быть со спичечную коробку, чтобы по изготовлении шлифа можно было оставить, в случае надобности, хотя бы небольшой кусочек исследуемой породы. Для пород оригинальных следует брать образцы не менее вышеуказанных больших размеров или даже еще большие. Вообще и здесь можно было бы сказать о правиле — чем больше по размерам образцы, тем лучше, однако это сильно свяжет свободу передвижения геолога. Само собой разумеется, во всех случаях следует стараться (иногда нисколько не жалея времени, как и на разыскивание контактов) добыть из обнажения возможно более свежие образцы. При изучении явлений выветривания, конечно, наряду со свежими, берутся образцы в различной степени измененных пород. Образец должен иметь свой *номер*, соответствующий номеру, отмеченному в дневнике и на карте. Каждый образец заворачивается отдельно в оберточную бумагу так, чтобы она *не могла развернуться*, или в специальный мешочек, причем вместе с образцом заворачивается и *этикетка*, на которой должен быть в нескольких местах отмечен номер образца на тот случай, если в одном месте номер сотрется и сделается неразборчивым. Поэтому бумагой надо сначала два обернуть этикетку, а затем в эту бумагу заворачивать образец. Словом, надо всегда помнить, что если нет этикетки или она испортилась, то образец почти пропал (останется только то, что во всей такой-то области имеется такая-то порода; на память полагаться ни в коем случае не следует). *Вообще, чем тщательнее изучена порода как геологическая единица и чем подробнее произведено коллектирование, тем — во всех без исключения случаях — легче будет для исследователя последующая кабинетная обработка материала, имеющая дело со штуфами или со шлифами пород, т. е. изучающая их как минеральные агрегаты.*

39—73. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК ЕСТЕСТВЕННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АГРЕГАТЫ

Минералогический состав

39. Всякий минеральный агрегат может быть полностью охарактеризован указанием его состава, структуры и текстуры. С этих точек зрения следует рассматривать и естественные минеральные агрегаты — горные породы.

Из приведенной на стр. 13 таблицы среднего химического состава земной коры мы видели, что только 13 окислов принимают в ней более или менее существенное участие, составляя в общей сложности 99,6% ее по весу, причем более половины приходится на кремнекислоту. Из других кислотных окислов только содержание

оксида титана (весь титан рассчитывается в анализах на TiO_2 , хотя, несомненно, его присутствие в виде Ti_2O_3 и, быть может, TiO) доходит до 1%, окислы же P_2O_5 и CO_2 представлены долями процента. Кроме того, иногда роль кислотных окислов играют Al_2O_3 и Fe_2O_3 , изоморфно замещающие друг друга [вернее роль, приближающуюся к кислотной, да и то только для глинозема.] Остальные все окислы, за исключением воды, всегда играют роль оснований. Отсюда понятно, что **породообразующие минералы**, т. е. минералы, принимающие существенное участие в составе горных пород, представляют собой в подавляющем количестве (около 95%) соединения кремнекислые, **соли кремнекислоты — силикаты** (silicium — кремний).

40. [Состав силикатов весьма разнообразен, и их обычно представляют себе как соли нескольких гипотетических кремниевых кислот¹], представленных в нижеследующей таблице:

1. Ортокислота	H_4SiO_4 или	$SiO_2 \cdot 2H_2O - 1$
2. Метакислота	$H_4SiO_4 - H_2O = H_2SiO_3$ „	$SiO_2 \cdot H_2O - 2$
3. Диортокислота	$2H_4SiO_4 - H_2O = H_6Si_2O_7$ „	$2SiO_2 \cdot 3H_2O - 4/3$
4. Диметакислота	$2H_2SiO_3 - H_2O = H_2Si_2O_5$ „	$2SiO_2 \cdot H_2O - 4$
5. Трикислота	$3H_4SiO_4 - 4H_2O = H_4Si_3O_8$ „	$3SiO_2 \cdot 2H_2O - 3$
6. Тетрокислота	$4H_4SiO_4 - 6H_2O = H_4Si_4O_{10}$ „	$4SiO_2 \cdot 2H_2O - 4$
7. Пентокислота	$5H_4SiO_4 - 8H_2O = H_4Si_5O_{12}$ „	$5SiO_2 \cdot 2H_2O - 5$

Из этих кислот подавляющее количество силикатов дают кислоты 1, 2 и 5. Для каждой из вышеприведенных кислот могут существовать **нейтральные соли**, в которых весь водород замещен металлом, **кислые соли**, в которых только часть водорода замещена металлом. [Представление о многих силикатах как о кислых солях не подтвердилось при структурных исследованиях. Такие соли вообще известны среди лабораторных продуктов, но для минералов, повидимому, отсутствуют.] и **соли основные**, в которых водород замещается не металлом М, а его кислородным MO или гидроксильным MOH соединением, имеющим свободную валентность. М чаще всего Al и Fe, так что получаются, например, группы: $Al \cdot OH$ — двухвалентная или $Al(OH)_2$ — одновалентная, FeO — одновалентная и т. д. Кроме гидроксила и кислорода, в металлическую группу могут входить Cl, F, SO_4 и т. д. Наконец, некоторые силикаты содержат в своем составе SiO_2 менее того количества, которое могло бы отвечать какой-либо из вышеприведенных кремнекислот. В этом случае роль кислоты играют Al и Fe (трехвалентные), причем обычно шестивалентная группа $CaSi$ замещается Al_2''' либо Fe_2''' . В последнем столбце вышеприведенной таблицы даются начертания формул кремнекислоты, удобные для запоминания состава **поликислот** и вообще формул силикатов. В таком представлении последних сразу видно отношение количества кислорода, связанного с кремнеземом, к кислороду, связанному с основаниями. Там, где это отношение, как в ортокислоте, равно 1, мы будем иметь **моносилкаты** (monos —

¹ В свободном состоянии кислоты эти в природе не встречаются

один), где оно равно 2 (мета-кислота) — **бисиликаты**; как видно из самых последних цифр таблицы, существуют еще и другие — **полисиликаты**.

[Рентгеноструктурные исследования позволили глубже проникнуть в строение силикатов и получить представление об истинной форме кремнекислородных радикалов. Оказалось, что в основе их строения всегда лежит тетраэдрический анион $[\text{SiO}_4]^{-4}$, внутри которого находится центральный атом кремния, а кругом него, с центрами по вершинам тетраэдра, расположены атомы кислорода; ребро такого тетраэдра имеет величину около $2,6 \text{ \AA}$.

В отличие от солей других кислот, кремнекислородные тетраэдры чрезвычайно склонны к образованию сложных групп путем сцепления через общий атом кислорода. Таким образом получаются группа из двух тетраэдров, соответствующая диортокислоте $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{-6}$, и кольца большей частью из трех $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{-6}$ или шести тетраэдров $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{-12}$, соответствующие мета-кислоте. Кроме того, образуются группы, состоящие из бесконечного числа тетраэдров. Здесь возможны цепочки, ленты и слои, для которых подсчет на одно звено дает соотношение между кремнием и кислородом, а соответственно и свободную валентность $[\text{SiO}_3]^-$ — $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^-$ — $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{-2}$. В конечном итоге сцепления тетраэдров каждый кислород оказывается принадлежащим уже двум тетраэдрам, и получается сложная пространственная постройка, отвечающая формуле SiO_2 и практически имеющая место в кварце и других модификациях кремнезема.

Дальнейшее усложнение состава происходит при замене атома кремния на атом алюминия. Так как ион алюминия отличается зарядом, Al^{+3} вместо Si^{+4} , вся постройка получает добавочный отрицательный заряд, который должен быть компенсирован другими катионами. Такая замена имеет место только в сложных постройках, чаще всего в листах и особенно в пространственных каркасах, причем заменяется не более половины атомов кремния. В результате получают так называемые алюмосиликаты, в которых роль глинозема приближается к кислотному ангидриду. Благодаря появлению добавочного заряда, здесь возможны пространственные радикалы с формулой $(\text{Al}_m \text{Si}^{n-m} \text{O}_{2n})^{-m}$, отвечающей отношению кислорода к сумме кремния и алюминия 2:1, т. е. такому, как в кварце. К этому типу принадлежат многие важные силикаты, в частности полевые шпаты.

Вместе с тем в ряде силикатов алюминий занимает положение, аналогичное положению катионов типичных оснований, как, например, в гранитах большая часть алюминия в слюде — мусковите и др. Такие силикаты являются уже не алюмосиликатами, а силикатами алюминия. Подробнее современное представление о строении силикатов см. в курсе минералогии, например у А. Г. Бетехтина, 1956 г.]

41. Если принять во внимание, что в каждую соль кремневых кислот могут входить один или несколько основных окислов в

различных пропорциях, то легко себе представить, какое огромное количество различных породообразующих минералов мы должны были бы наблюдать в природе. Однако этого нет, что частично объясняется тем, что почти все минералы представляют собой достаточно постоянные, так сказать, сосуды, в которых количество окислов может меняться в известных пределах, не меняя вида минерала (см. п. 44). Других же причин ограниченного числа породообразующих минералов мы не знаем, если не принимать в расчет ничего не объясняющей оговорки, что это зависит от термодинамической обстановки доступной нашему исследованию земной коры. В действительности породообразующих минералов всего несколько десятков, а если ограничиться наиболее распространенными, т. е. такими, знания которых вполне достаточно, чтобы правильно назвать любую породу, то получим всего около двух десятков минералов.

42. На основании статистического подсчета в 700 изверженных породах Ф. Кларк приводит следующую таблицу распространенности различных силикатов в этих породах (%):

Полевые шпаты	59,5
Кварц	12,0
Роговые обманки и пироксены	16,8
Слюды	3,8
Остальное, в том числе и несиликаты (около 2%)	7,9

100,0

Для осадочных пород путем подсчета из средних их анализов тем же американским геохимиком получено:

Минералы	Содержание в процентах		
	глинистые породы	песчаные породы	известняки
Кварц—в виде свободного кремнезема	22,3	66,8	—
Полевые шпаты	30,0	11,5	—
Глина—частью серицит, тогда полевых шпатов меньше	25,0	6,6	—
Карбонаты	—	—	76,0
Лимонит	5,6	1,8	—
Остальные	11,4	2,2	24,0
	100,0	100,0	100,0

43. Кварц представляет собой свободную кремнекислоту SiO₂ и кристаллизуется в гексагональной сингонии. Термин **сингония**

обозначает то же для природных тел-кристаллов, что система для абстрактных геометрических фигур.

Полевые шпаты: 1, 2. **Ортоклаз** и **санидин** — $(K, Na) AlSi_3O_8 = \frac{1}{2} [(K, Na)_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2]$.

3. **Микроклин** — состав тот же [но не может содержать натрия].

4. **Анортоклаз** — состав почти тот же.

Полевые шпаты 1—4 представляют собой **существенно-калиевые** разности этой группы и вместе с альбитом объединяются в группу **щелочных полевых шпатов**.

5. **Альбит** — $NaAlSi_3O_8 = \frac{1}{2} (Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2)$. Перечисленные полевые шпаты являются солями трикремнекислоты. [Как и упомянутый ниже анортит, все полевые шпаты представляют собой алюмосиликаты каркасного строения. При замещении альбита анортитом на место атома кремния становится атом алюминия, а соответственно для компенсации зарядов натрия заменяется кальцием].

6. **Анортит** — ортосиликат $CaAl_2Si_2O_8 = CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$

7. Всевозможные смеси альбита и анорита — **плаггиоклазы**, обозначаемые номерами, числа которых дают процент анортитовой молекулы; например, плаггиоклаз № 38 содержит 38% анортита и, следовательно, 62% альбитовой молекулы. За исключением первых двух полевых шпатов, кристаллизующихся в моноклинной сингонии, все остальные триклинные.

Пироксены — **энстатит**, **бронзит** и **гиперстен** — $(Mg, Fe)SiO_3 = (Mg, Fe)O \cdot SiO_2$ — бисиликаты [Для всех пироксенов характерен кремнекислородный радикал в виде бесконечной цепочки, расположенной вдоль оси призмы. Формула соответствует метасиликатам.], называемые так или иначе в зависимости от соотношения MgO и FeO ; это пироксены ромбические. **Диопсид** — $(Mg, Fe)CaSi_2O_6 = (Mg, Fe)O \cdot CaO \cdot 2SiO_2$. **Авгит** — смесь диопсидовой молекулы $(Mg, Fe)CaSi_2O_6$ и так называемого теоретического силиката Чермака (Tschermak) $(Mg, Fe)Al_2SiO_6$, получаемого путем замещения шести валентностей $CaSi$ диопсида двумя молекулами (Al, Fe) (см. выше). **Эгирин** — $NaFeSi_2O_6 = \frac{1}{2} (Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2)$ — щелочной пироксен и различные смеси этих моноклинных пироксенов и др

Амфиболы также бисиликаты или метасиликаты несколько более сложного состава. [Для всех амфиболов кремнекислородный радикал имеет форму бесконечных лент, образующихся при удвоении пироксеновой цепочки; обязательно присутствие гидроксильных групп.]: ромбический **антофиллит** — $Mg_7[OH]_2[Si_8O_{22}] = H_2O \cdot 7MgO \cdot 8SiO_2$ и моноклинные — **актинолит** — $Ca(Mg, Fe)_5[OH]_2[Si_8O_{22}] = H_2O \cdot 2CaO \cdot 5(Mg, Fe)O \cdot 8SiO_2$, **тремолит** — то же, что актинолит, но без или почти без железа; актинолит и тремолит называются *лучистыми амфиболами*. **Обыкновенная роговая обманка** — приблизительно $NaCa_2(Mg, Fe, Al)_5[OH]_2[Al, Si)_2Si_6O_{22}]$, затем натрово-железистые, подобные по составу эгирину, **щелочные амфиболы** и др. **Уралит** — роговая обманка, ко-

торая нацело замещает пироксены, выполняя их зерна или кристаллы.

Слюды, представляющие собой основные алюмосиликаты или моносилкаты моноклинной сингонии: **биотит** — приблизительно $K(Mg, Fe)_2[OH]_2[AlSi_3O_{10}] = (K, H)_2O : 2(Mg, Fe)O \cdot (Al, Fe)_2O_3 : 3SiO_2$, **мушковит** — $KAl_2[OH]_2[AlSi_3O_{10}] = \frac{1}{2}(2H_2O : K_2O : 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2)$, **серицит** с несколько большим количеством H и меньшим K, чем у мушковита, и др.

[Для слюд, каолинита, а также для упомянутых ниже хлоритов и серпентина кремнекислородный радикал представляет собой бесконечный слой, причем в слюдах одна четверть атомов кремния заменена на атомы алюминия. Параллельно этим слоям проходит прекрасная спайность.]

Глины являются аморфными водными алюмосиликатами переменного состава $mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$, и частью, быть может, каолинитом — $Al_2[OH]_4Si_2O_5 = 2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

Карбонаты — главным образом гексагональные, несилкатные минералы: **кальцит** $CaCO_3 = CaO \cdot CO_2$ и **доломит** $CaMgC_2O_6 = CaO \cdot Mg \cdot 2CO_2$. **Арагонит** — $CaCO_3$, менее устойчивая модификация кальцита.

Лимонит — $Fe_4O_3[OH]_6 = 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ аморфная водная окись железа.

В число остальных минералов, не указанных отдельно в вышеприведенных таблицах, входят, если опять-таки остановиться на главных, следующие:

Оливины — соли ортокислоты или моносилкаты моноклинной сингонии: **форстерит** — $Mg_2SiO_4 = 2MgO \cdot SiO_2$ и **оливин** или **перидот** — $(Mg, Fe)_2SiO_4 = 2(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$. **Фельдшпатыды**, т. е. заместители полевых шпатов [Фельдшпатыды, подобно полевым шпатам, представляют собой каркасные алюмосиликаты.] или фельдшпатов: гексагональный ортосиликат **нефелин** $(Na, K)AlSiO_4 = \frac{1}{2}[(Na, K)_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2]$, аналогичный по составу анортиту, только содержащий вместо кальция натрий; *псевдокубический* метасиликат **лейцит** $KAlSi_2O_6 = \frac{1}{2}(K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2)$ и др. По сравнению с полевыми шпатами это минералы щелочные.

Хлориты и серпентины (змеевики) представляют собой основные ортосиликаты, первые — близкие по формам к слюдам и моноклинные, вторые — моноклинные или ромбические, частью приближающиеся по формам к хлоритам, частью к волокнистым роговым обманкам. Серпентины имеют состав $(Mg, Fe)_3[OH]_4 \cdot [Si_2O_5] = 2H_2O \cdot 3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2$. Хлориты имеют состав, заключающийся между серпентином и амезитом $Mg_2Al[OH]_4 [AlSiO_5] = 2MgO \cdot Al_2O_3 : SiO_2$ (замена $MgSi$ серпентина Al_2).

Цоизит и эпидоты основные ортосиликаты [В строении минерала принимает участие также диортогруппа, как видно из формулы], первый ромбической, вторые моноклинной сингонии. Состав эпидотов — $Ca_2(Al, Fe)_2 [OH]O[Si_2O_7][SiO_4] = \frac{1}{2}[H_2O \cdot 4CaO \cdot$

$3(\text{Al, Fe})_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$]; цоизит отличается только тем, что почти не содержит железа.

Гранаты, кубические ортосиликаты состава $M''_3M'''_2 \cdot \text{Si}_3\text{O}_{12} = 3M''\text{O} \cdot M'''_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$, где двухвалентный металл может быть Ca, Mg, Fe и Mn, а трехвалентный — Al и Fe, редко Ti и Cr.

Турмалин — гексагональный основной боросиликат очень сложного состав [богатый Al и содержащий Mg, Fe, OH и иногда Li и др. Кремнекислородный радикал представляет собой сдвоенное кольцо из 12 тетраэдров, в которых часть кремния замещена алюминием и бором].

Ставролит ромбический основной ортосиликат — $2\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4] \cdot \text{Fe}[\text{OH}]_2 - \text{H}_2\text{O} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$.

Кордиерит ромбический (силикат с кольцевым строением радикала).

Андалузит, силлиманит и дистен — первые два ромбические и, вероятнее всего, основные ортосиликаты $\text{Al}(\text{AlO})\text{SiO}_4 = \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ третий триклинной сингонии [во всех трех случаях мы имеем ортосиликаты, отличающиеся некоторыми деталями структуры].

Наконец, несиликатные породообразующие минералы, встречающиеся в породах очень часто, но в очень небольших количествах (доли процента): **магнетит** — $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, **титаномагнетит** — $\text{FeO}(\text{Fe, Ti})_2\text{O}_3$, **ильменит** — $(\text{Ti, Fe})_2\text{O}_3$, все непрозрачные, **апатит** — $\text{Ca}_4 \cdot \text{Ca}(\text{Cl, F}) \cdot \text{P}_3\text{O}_{12}$ и **рутил** — Ti_2O_4 — первый гексагональный и второй тетрагональный, прозрачные.

44. В петрологии главнейшие минералы изверженных пород удобно разделить на **макроскопически бесцветные** и **цветные** или соответственно **фельзические** и **мафические**. Ниже (стр. 47) в двух табличках даются составы этих минералов в весовых процентах входящих в них окислов, с присоединением еще одного минерала мусковита для бесцветных. Для авгитов, обыкновенных амфиболов и биотитов приведены крайние цифры в колебаниях окислов, так что соответствия в количествах одного столбца нет и сумма не равна 100,0.

45. Все породообразующие минералы с точки зрения их генезиса в породе можно разделить на **первичные**, образующиеся вместе с образованием самой породы, и вторичные или, точнее, постериорные (латинское posterior — последующий), появляющиеся уже в готовой породе после ее сформирования путем ли замещения первичных минералов или непосредственным отложением в трещинах и пустотах породы. Первые, первичные, можно называть **сингенетическими** (древнегреческое *σιν* — с, одновременно), постериорные — **эпигенетическими** (древнегреческое *επι* — за, после). В породах метаморфизованных и метаморфических могут остаться минералы материнской породы, существовавшие, следовательно, ранее той породы, в которой они находятся. Это **минералы остаточные, реликтовые** (латинское *relictus* — оставленный) или для однообразия с терминами от древнегреческих

Бесцветные или фельзитические минералы

	Кварц SiO ₂	Ортоклаз KAlSi ₃ O ₈	Лейцит KAlSi ₂ O ₆	Альбит NaAlSi ₃ O ₈	Нефелин NaAlSiO ₄	Плагиоклазы*		Анортит CaAl ₂ Si ₂ O ₈	Мусковит KAl ₂ (OH) ₂ [AlSi ₃ O ₁₀]
						№ 25	№ 50		
SiO ₂	100,0	64,7	55,0	68,7	42,3	62,0	55,6	43,2	45,2 (46,5)
Al ₂ O ₃	—	18,4	23,5	19,5	35,9	24,0	28,3	36,7	38,5 (39,5)
CaO	—	—	—	—	—	5,3	10,4	20,1	—
Na ₂ O	—	—	—	11,8	21,8	8,7	5,7	—	H ₂ O=4,5 (14)
K ₂ O	—	16,9	21,5	—	—	—	—	—	11,8 (0)
С у м м а	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Цветные или мафические минералы

	Энстатит MgSiO ₃	Форстелит Mg ₂ SiO ₄	Гиперстен (Mg, Fe)SiO ₃	Оливин (Mg, Fe) ₂ SiO ₄	Диопсид CaMgSi ₂ O ₆	Тремолит Ca ₂ Mg ₅ (OH) ₇ [Si ₁₈ O ₂₂]	Авгит	Обыкновенная роговая обманка	Биотиты
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	2,8—9,1	1,5—17,6	6,8—18,8
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,3—8,0	0,2—19,1	0,2—20,2
FeO	—	—	16,8—31,0	5,2—31,4	—	—	1,5—15,1	0,6—22,2	0,2—30,4
MgO	40,1	57,1	27,7—17,2	41,8—31,8	18,6	26,6	10,0—17,0	2,5—19,5	0,0—28,9
CaO	—	—	—	—	25,8	13,4	16,0—23,4	9,5—14,3	0,2—1,5
H ₂ O	—	—	—	—	—	2,2	—	0,2—2,8	0,9—5,3
С у м м а	100,0	100,0	100,0—100,0	100,0—100,0	100,0	100,0	—	—	—

*) В скобках значения для каолина Al₂(OH)₄ · [Si₂O₆] = 2H₂O · Al₂O₃ · 2SiO₂.

слов, протигенетические (протиген — прежде, раньше). В осадочных породах обыкновенно различают минералы **аллотигенные** (древнегреческое *allothi* — в другом месте) и **автигенные** (латинское *autigenes* — родившийся на месте); первые представляют собой — в случае кластической породы — минералы обломочные, в известном смысле первичные для кластической породы, так как представляют собой основной материал, из которого эти породы образуются; автигенные же минералы в кластических породах являются частью первичными, частью вторичными.

Наконец, можно еще разделить минералы вообще на **магматические**, вне всякого сомнения могущие образоваться непосредственно из огненно-жидкой магмы при ее остывании, и минералы **эпимагматические** (хлорит, эпидот, циозит, серпентины, мусковит и пр.), возможность магматического происхождения которых не может быть доказана и вообще мало вероятно. Магматические минералы (амфиболы, пироксены, полевые шпаты, кварц и пр.) могут получиться и другим, чем магматический, путем, например водным; эпимагматические никогда не получают непосредственно из огненно-жидкой магмы. Эти последние минералы часто получают более уточненные названия — **водные** или **гидатогенные**, **гидротермальные** (древнегреческое *hüdor* — вода), **пневматолитические** (рпейта — дуновение, пар, газ) и пр.

Строение и сложение пород как минеральных агрегатов. Структура и текстура

46. Всякий агрегат, в том числе и минеральный, характеризуется структурой и текстурой.

Структура отражает строение минерального агрегата, характеризующее:

- а) степень кристалличности,
- б) абсолютной величиной входящих в агрегат элементов (минералов в нашем случае),
- в) относительной величиной минералов,
- г) формой минералов,
- д) степенью огранки минералов, зависящей от взаимного влияния входящих в агрегат элементов и от способности приобретать в разных условиях более или менее правильные очертания.

В указанном смысле понятие структуры применяется в русской и немецкой петрографической литературе. В английской и отчасти французской литературе термины структура и текстура употребляются почти в противоположном смысле. Кроме того, англичане применяют для обозначения структуры также термин *fabric* (сооружение).

47. Текстура есть сложение минерального агрегата, обусловленное способом заполнения им пространства.

Структура и текстура являются главнейшими признаками по-

род, характеризующими их происхождение. Породы различного происхождения имеют обыкновенно различные структуры и текстуры.

Сравнение процессов, происходящих в изверженных породах и в простейших сплавах при их отвердевании

48. Изверженные породы, как образующиеся путем отвердевания из огненно-жидких масс, дают структуры, иногда совершенно отвечающие структурам шлаков и искусственных сплавов. Поэтому для понимания структурных соотношений в изверженных породах необходимо обратиться к процессам кристаллизации искусственных сплавов. Процессы эти объясняются с помощью законов физической химии, которые и должны быть положены в основу изучения изверженных горных пород как натуральных физико-химических систем. Необходимо иметь в виду, что изверженные горные породы представляют собой весьма сложные физико-химические системы и что поэтому воспроизвести экспериментально все процессы, происходящие при остывании магм, по крайней мере в настоящее время, не представляется возможным. В этом отношении петрология стоит гораздо дальше от физической химии, чем, скажем, учение о сопротивлении материалов от теоретической механики. Поэтому мы можем в большинстве случаев проводить скорее более или менее отдаленные аналогии, чем строго обоснованные доказательства.

49. Тем не менее, некоторые процессы, происходящие в утрированно простых по сравнению с остыванием магмы условиях, можно применить и к случаям индивидуализации магм в горные породы и объяснить себе структурные особенности последних. Пока магма находится в огненно-жидком состоянии, имея температуру выше температуры выделения каких-либо ее минералов, она представляет собой однородную, **гомогенную систему**. Процессы, происходящие в очень простых системах такого рода, еще не достаточно известны в физической химии. Как только начинается выделение из такой магмы кристаллов, система становится неоднородной, **гетерогенной**, так как в нее входят различные **фазы** — твердые кристаллы и жидкий расплав. При изучении равновесия гетерогенных систем очень большие услуги в смысле предупреждения грубых ошибок и недосмотров оказывает **правило фаз** В. Гиббса (W. Gibbs), выражающееся следующим уравнением:

$$F = n + 2 - p,$$

где F — число свобод, т. е. допустимых изменений переменных факторов системы, n — число независимых компонентов системы и p — число ее фаз, т. е. механически друг от друга отделимых — действительно и мысленно — частей системы.

50. Если расплавленный минерал начинает охлаждаться под атмосферным давлением, то при некоторой температуре, отвечаю-

щей температуре кристаллизации этого минерала, последний начинает выделяться в виде твердых кристаллов. При дальнейшем охлаждении системы температура ее не будет понижаться, что следует непосредственно из правила фаз Гиббса. Число компонентов равно в нашем примере единице (только одно вещество), число фаз — двум (жидкость и кристаллы одного и того же состава), следовательно: $F = 1 + 2 - 2 = 1$; так как один переменный фактор — атмосферное давление — нами ограничен пределами одной атмосферы, то единица этого уравнения нами уже использована, и, следовательно $F = 1 - 1 = 0$ — никаких изменений,

в том числе и изменения температуры, пока идет кристаллизация, т. е. существуют две фазы, быть не может.

Таким образом, процесс кристаллизации расплавленного однородного тела сопровождается *остановкой* в понижении температуры, несмотря на дальнейшее охлаждение системы (скрытая теплота кристаллизации), и может быть выражен графически кривой рис. 15, на которой остановка представлена отрезком *аб*, параллельным оси абсцисс (на практике точной параллельности не бывает). Как только в рассматриваемом случае однородного тела все превратится в кристаллическую массу, получится одна фаза и $F = 1 + 2 - 1 = 2$: при постоянном (выбранном нами атмосферном) давлении ($F = 2 - 1 = 1$) должна изменяться (понижаться при охлаждении) температура. Но если первоначальные кристаллы при понижении температуры начнут в какой-либо момент превращаться в новую модификацию, мы снова получим две фазы (два различного

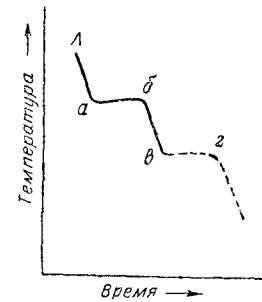


Рис. 15. Кривая затвердевания жидкости

Аа — жидкая фаза; *аб* — остановка при кристаллизации; в точке *б* — вся жидкость исчезла; *бв* — охлаждение кристаллов; *вг* — остановка при превращении одних кристаллов в другие; в точке *г* — все первоначальные кристаллы превратились в другую модификацию и т. д.

рода кристалла) и новую остановку ($F = (1 + 2 - 2) - 1 = 0$) — пункт *вг*, зависящую от предположенного превращения кристаллов и т. д.

51. Процесс кристаллизации при этом протекает таким образом, что при температуре несколько более низкой, чем точка затвердевания, самопроизвольно образуются в жидкости зародыши, ядра кристаллов или центры кристаллизации; затем эти зародыши растут с большей или меньшей скоростью в зависимости от условий кристаллизации и кристаллизующихся веществ.

Кристаллическое вещество отличается от аморфного (стекла,

¹ Название «остановка» совершенно точно характеризует процесс: тепло мы отнимали, и температура понижалась (отрезок *Аа* рис. 15); мы продолжаем отнимать тепло, но понижение температуры прекращается, останавливается, и остановка эта продолжается (отрезка *аб*) до момента исчезновения последней капли жидкости в системе.

жидкости, газы и пр.) определенной ориентировкой слагающих его частиц. Когда несколько таких частиц образуют зародыш, то последний растет, увеличивается за счет присоединения новых частиц в определенном положении. Всякий раз, как к имеющимся уже зародышам или кристалликам присоединяется новая частица, около грани кристаллика образуется на момент недосыщенного пространство, из которого, так сказать, вытянуто вещество, необходимое для роста кристаллика. В достаточно жидкостной среде это разреженное пространство быстро насыщается новым притоком (при помощи *диффузии*) кристаллизующегося вещества, отлагающегося на растущем кристаллике и тем самым разрежающее пространство перед новым диффузионным притоком, и т. д.

Таким образом, граница между кристаллом и жидкостью все время передвигается в направлении к последней, и **скорость кристаллизации** кристаллов представляет собой как раз скорость передвижения этой границы. Очевидно, при одинаковых прочих условиях, скорость роста зависит от жидкости среды, пропускающей с большей или меньшей скоростью диффузионные потоки. Так как с понижением температуры увеличивается вязкость, т. е. внутреннее трение в жидкости, то, естественно, скорость кристаллизации сходит постепенно на-нет. К тому же одновременно с увеличением вязкости все более и более затрудняется поворот частиц для образования кристаллической решетки.

Для получающейся структуры отвердевающего расплава большее значение имеет также **число центров кристаллизации**. Чем больше таких центров, тем меньшее расстояние должны проходить диффузионные токи, тем, естественно, больше шансов, что весь расплав раскристаллизуется полностью, но, конечно, большее количество таких центров уменьшает, при полной кристаллизации, величину получающихся кристаллов.

Связь между скоростью кристаллизации, количеством центров и **степенью переохлаждения**, т. е. числом градусов ниже точки плавления, представлена схематически на диаграмме рис. 16. Кривая *ск. кр.* дает скорость кристаллизации в *мм/сек.*, отсчитываемую по ординате; кривая *ч. центр.* дает количество ядер, приходящихся на единицу объема и отсчитываемое также по ординате; по абсциссе откладывается, считая от начала, изображающего точку плавления, число градусов ниже последней, характеризующих степень переохлаждения. Пунктирная кривая получена как равнодействующая первых двух и выражает **кристаллизационную способность** вещества.

Из рассмотрения диаграммы следует, что при охлаждении сплавов существует определенный оптимум температуры, при котором сплав получает наибольшую способность к кристаллизации. При опускании температуры ниже этого оптимума кристаллизационная способность быстро падает и практически скоро доходит до бесконечно малой величины, т. е. сплав уже не имеет возможности кристаллизоваться и отвердевает в *стекло* — жидкость с

очень большим внутренним трением. Как соединения сложного молекулярного состава силикаты (это всегда надо иметь в виду) очень легко остывают в стекла, тогда как для одноатомных металлов или воды такое стекловатое состояние невозможно.

[Стеклообразование особенно характерно для силикатных расплавов, богатых кремнекислотой и отчасти щелочами и обладающих большой вязкостью. Так, например, практически невозможно без специальных добавок добиться кристаллизации расплава чистого кремнезема или щелочных полевых шпатов. Расплавы более бедные кремнеземом, отвечающие более основным породам, кристаллизуются сравнительно легко].

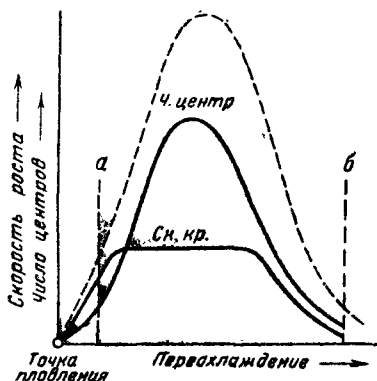


Рис. 16. Зависимость между способностью к кристаллизации и степенью переохлаждения

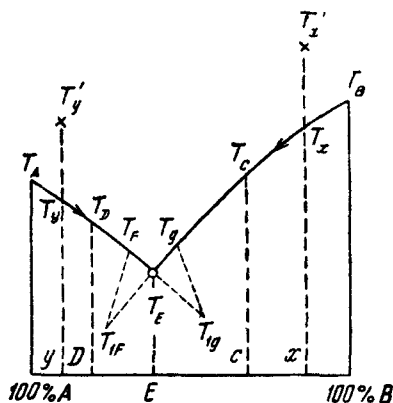


Рис. 17. Диаграмма остывания двухкомпонентного сплава по эвтектической схеме:

T_E — эвтектика, точка окончательного отвердевания любых сплавов $A_n + B_m$

52. Предположим теперь, что у нас имеется сплав двух минералов A и B : 1) образующих однородную жидкую массу в расплавленном состоянии, 2) кристаллизующихся отдельно в виде тех же минералов A и B при понижении температуры и 3) не дающих друг с другом химического соединения, т. е. нового вещества $A_n B_m$. Ход процесса отвердевания такого расплава можно представить опять-таки графически (рис. 17). Отрезок AB представляет всю смесь; концевые его точки A и B дают соответственно чистое A и чистое B , т. е. 100% A и 100% B ; всякая точка, например C , дает смесь A и B в отношении, *обратном* расстоянию этой точки до концевых точек, т. е. в C содержится $100 \frac{AC}{AB}$ %

компонента B и $100 \frac{CB}{AB}$ % компонента A . Положим также, что процесс отвердевания происходит при постоянном (атмосферном) давлении — опыт производится в открытом сосуде. Пусть смесь имеет состав C . Определяют температуру выделения первых кристаллов из этой смеси. Оказывается, что выделяются кристаллы B при температуре T_C более низкой, чем T_B . При увеличении количества A в исходном сплаве температура выделения кристаллов еще более понижается. То же наблюдается при переходе от чистого A к смесям A с B : для разбираемого случая температура начинающейся кристаллизации лежит всегда ниже для смесей, чем для чистых веществ, и тем — до *определенного предела* — ниже, чем больше

прибавляется к чистым компонентам другого вещества. Определяя экспериментально точки, аналогичные T_C и T_D , начинающегося выделения кристаллической фазы из расплавов известного состава и вид (кристаллы A или B) этой фазы, получают в конце концов кривую $T_A T_E T_B$, состоящую из двух понижающихся от крайних точек ветвей. Это **кривая плавкости** для системы двух тел A и B при постоянном (атмосферном) давлении. Ветвь $T_A T_E$ этой кривой соответствует точкам начала кристаллизации вещества A из всевозможных смесей, заключающихся между чистым A и составом, отвечающим точке E . Ветвь $T_B T_E$ — соответственно то же для вещества B . Точка T_E есть **эвтектическая точка** для двухкомпонентной системы A и B (древнегреческое $e\upsilon$ — хорошо, $tektos$ — расплавленный), соответствующая нижней точке плавления взятой системы и составу E , отвечающему этой нижней температуре, т. е. $100 \frac{EB}{AB} \%$ компонента A и $100 \frac{EA}{AB} \%$ компо-

нента B . Как видим, эвтектическая точка — и это всегда имеет место для такого рода систем — находится по составу ближе к более низко плавящемуся веществу A .

Если имеется такая **температурно-концентрационная** или **равновесная диаграмма** для данной двухкомпонентной системы, то ход кристаллизации сплава любого состава этой системы нам известен. Состав X при температуре T'_X (рис. 17) представляет собой гомогенно-жидкую фазу, так как находится выше кривой $T_B T_E$ начинающейся кристаллизации. Начинаем охлаждать сплав; пока из него не выделяется кристаллов, состав жидкой фазы остается постоянным, и мы, следовательно, передвигаемся при понижении температуры вниз от точки T'_X к точке T_X по геометрическому месту составов, отвечающих точке X , т. е. по перпендикуляру к абсциссе AB в точке X . При пересечении этого перпендикуляра с кривой $T_B T_E$ должен начать выделяться компонент B , так как мы попадаем на кривую этого компонента. При выделении компонента B температура — если производится охлаждение — должна в нашем случае понижаться, так как $F = [2 \text{ (два компонента } A \text{ и } B) + 2 - 2 \text{ (две фазы: твердое тело } B \text{ и жидкий сплав } A \text{ с } B)] - 1$ (постоянное давление) $= 1$ и по мере выделения B мы движемся по кривой $T_B T_E$ от точки T_X к точке T_E . При достижении последней начинает выделяться одновременно с B и компонент A в пропорции, отвечающей точке T_E . В точке T_E имеем: $F = [2 + 2 - 3 \text{ (две твердые фазы } A, B \text{ и жидкая—сплав)}] - 1 = 0$, т. е. одновременное выделение A и B происходит при постоянной температуре, несмотря на охлаждение системы. Так будет продолжаться до тех пор, пока исчезнет жидкий сплав, когда температура начнет снова понижаться. Если взять сплав, отвечающий составу влево от точки E , т. е. например, **фигуративной точке** T'_V , то совершенно так же сначала будет выделяться компонент A , затем эвтектическая смесь, начиная с точки T_E , при постоянной температуре. Наконец, из сплава $\frac{EB}{AB}$ компонента A + $\frac{EA}{AB}$ компонента B , т. е. отвечающего эвтектической точке, будет выделяться сразу эвтектическая смесь.

53. Так должен протекать процесс кристаллизации сплава при отсутствии явлений **переохлаждения**; если же последние имеют место, то процесс может протекать иначе. Например, при охлаждении состава, отвечающего точке T'_V , начинается в точке T_V выделяться компонент A , как это и следует из диаграммы, и мы постепенно доходим до эвтектики в точке T_E . Здесь вследствие явлений переохлаждения компонент B не выделяется, и мы, следовательно, при продолжающемся понижении температуры и выделении A движемся по продолжению кривой $T_A T_E$, например до точки T_{1g} , где начинает выделяться компонент B . При этом освобождается теплога кристаллизации; A может несколько раствориться, B выделяется, и при установлении равновесия мы перейдем на кривую равновесия в точку T_g . При дальнейшем охлаждении, когда мы достигнем точки T_E , равнове-

¹ $F = 1$, т. е. один фактор равновесия, в данном случае температура, свободен, т. е. температура может изменяться, пока не произойдет появления новой фазы.

сие может снова нарушиться, хотя в этом случае гораздо труднее, чем в первом и вместо одновременного выделения A и B может продолжаться выделяться только компонент B до точки T_{1F} , где произойдет явление, аналогичное предыдущему, т. е. течение процесса по $T_{1F} - T_F - T_E$, где может начать выделяться уже эвтектическая смесь, и т. д.

54. Наконец, может представиться и такой случай, когда из любого состава, отличного от эвтектики, будет выделяться один компонент в виде кристаллов, и в некоторый момент произойдет внезапное понижение температуры, могущее так сильно увеличить внутреннее трение в остающейся жидкости, что процесс кристаллизации остановится, и все затвердеет в стекло. Точно так же мы можем очень быстро попасть в область b (рис. 16) (пройдя не только оптимум, но и вообще возможность ориентировки молекул для образования кристаллов) также и в последнем только что рассмотренном случае, когда процесс охлаждения, идя по линиям $T_y T_E T_g T_g T_E T_{1F}$, придет в такое состояние, когда за точкой T_{1F} все затвердеет в стекло.

55. Таким образом, при кристаллизации по эвтектической схеме мы можем получить следующие случаи:

1. Кристаллизация A и затем эвтектика $ma + nB$.
2. Кристаллизация B и затем эвтектика $ma + nB$.
3. Кристаллизация A , затем B и затем эвтектика $ma + nB$.
4. Кристаллизация A , затем отвердевание остатка в стекло.
5. Кристаллизация A , затем B и отвердевание остатка в стекло и т. д.

По эвтектической схеме кристаллизуются двухкомпонентные системы: альбит — диопсид, анортит — диопсид, кварц — анортит и немногие другие.

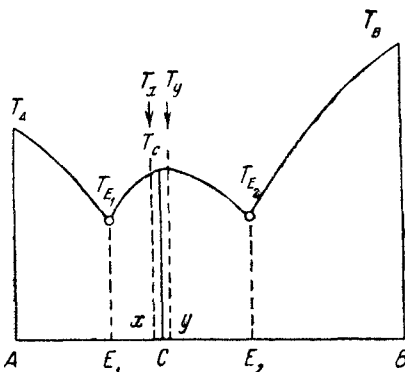


Рис. 18. Диаграмма остывания двухкомпонентного сплава при иаличи химического соединения C между компонентами A и B . В зависимости от состава окончательное затвердевание происходит либо при T_{E_1} , либо при T_{E_2} и ни при какой другой температуре

56. В разобранный нами простейшей эвтектической схеме может произойти усложнение в том отношении, что принятое в самом начале (п. 52) условие (3) не соблюдено, и компоненты A и B могут образовать друг с другом химическое соединение $C = A_n B_m$. Последнее должно иметь свою точку плавления, совершенно независимую от температур отвердевания чистых веществ A и B . В этом случае равновесная диаграмма (рис. 18) имеет двоякий характер по сравнению с диаграммой простой эвтектики (рис. 17) и мы можем принять C за совершенно самостоятельное тело, кристаллизующееся по эвтектической схеме с каждым из компонентов A и B и дающее, следовательно, две эвтектические точки $T_{E_1} T_{E_2}$. В этой диаграмме обращает на себя внимание то обстоятельство, что очень мало различающиеся друг от друга составы X и Y дают при охлаждении от точек T_x и T_y совершенно различные кристаллические — если исключить возможность образования стекол — смеси.

На основании рассмотренной простейшей схемы легко видеть, что при возможности установления полного равновесия получится: из состава X — кри-

сталлы C и эвтектическая смесь из кристаллов C и A в пропорции $100 \frac{E_1 C}{AC} \%$ компонента A и $100 \frac{E_1 A}{AC} \%$ компонента C ; из состава Y — кристаллы C и эвтектическая смесь из кристаллов C и B в пропорции $100 \frac{E_2 B}{CB}$ компонента $C + 100 \frac{E_2 C}{CB} \%$ компонента B , а из состава C — только кристаллы $C =$

$A_n B_m$. Остальные осложнения, связанные с явлениями переохлаждения, легко выводятся на основании предыдущего. Схема с небольшими осложнениями имеет место для кристаллизации расплава из пары Na_2SiO_3 (в природе не известно) и SiO_2 .

[Характерным примером системы такого типа, имеющем большое значение в петрологии, является система нефелин—кремнезем, причем соединение C здесь отвечает альбиту.]

57. Второй кардинально отличный от эвтектической схемы тип получается в том случае, если в двухкомпонентной системе из A и B (1) в жидком состоянии опять имеет место полное взаимное растворение, но 2) такое же взаимное растворение имеет место и в твердом состоянии, т. е. при кристаллизации сплавов состава $A_n B_m$, где n и m не равны нулю, получаются не кристаллы A или B , а однородные кристаллы $A_n B_m$, или, общее, кристаллы $A_x B_y$ и другого состава. Так идет кристаллизация системы двух веществ, могущих образовать друг с другом изоморфные смеси. Равновесная диаграмма имеет в таком случае вид, представленный на рис. 19. Верхняя кривая liquidus—ликвидус (латинское—жидкий) отвечает температурам начала затвердевания, нижняя кривая solidus—солидус (латинское—твердый)—составам получающихся при затвердевании кристаллов.

Пусть имеется состав $B=60\%$ компонента An (и, следовательно, 40% компонента Ab) при температуре T_B . При охлаждении, пока ничего не выделяется, движемся до точки T_B вниз по перпендикуляру к прямой $AbAn$ в точке взятого состава B . По достижении точки T_B при отсутствии явлений переохлаждения начинают выделяться кристаллы, но не состава B , а $T_b=86 An$, отвечающего точке пересечения прямой, проведенной из T_B параллельно $AbAn$, с кривой солидуса. При дальнейшем охлаждении температура должна понижаться [$F=(2+2-2)-1=1$] и мы будем передвигаться по кривой ликвидуса влево (к точкам этой кривой с пониженной по сравнению с T_B температурой), причем состав выделяющихся кристаллов будет всякий раз получаться в точках кривой солидуса, лежащих на одной горизонтали с точками кривой ликвидуса: выделяющиеся при T_D кристаллы будут иметь состав, отвечающий точке T_d , получающейся от пересечения горизонтальной прямой T_D-T_d с кривой солидуса.

58. Предположим, что охлаждение идет так медленно, что все время устанавливается полное равновесие между составом выделившихся кристаллов и остающимся еще расплавом. В таком случае, пока температура опустится от T_B до T_D ,

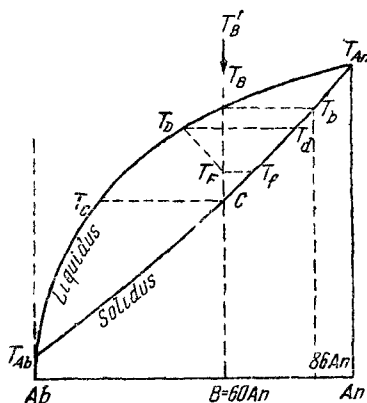


Рис. 19. Диаграмма остывания двухкомпонентного сплава $AbAn$ при наличии полной сместимости компонентов в твердом состоянии. Точки кривой солидуса дают составы однородных кристаллов. Сплав B (40 Ab 60 An) может в зависимости от физико-химической обстановки — отвердеть окончательно при любой температуре ниже T_C .

все ранее выделившиеся кристаллы, начиная от состава T_b , примут состав, отвечающий данному моменту затвердевания, т. е. состав T_d . Очевидно последняя жидкая фаза исчезнет при температуре T_C , отвечающей точке C пересечения перпендикуляра T'_B с кривой солидуса, и в результате мы получим однородные кристаллы B , отвечающие по составу исходному сплаву B .

59. Предположим теперь, что охлаждение идет достаточно быстро для того, чтобы выделяющиеся в начале кристаллы T_b могли приходиться в равновесие с остающимся расплавом. Тогда от каждого этапа такой кристаллизации остаются части кристаллов, вокруг которых (или отдельно, что менее вероятно) отлагаются кристаллические слои, все более и более обогащающиеся более легкоплавким компонентом — в нашем примере компонентом Ab . В рассматриваемом случае затвердевание не может, очевидно, закончиться при C с выделением последнего кристалла состава C , равного составу B исходного расплава: при отвердевании должен получиться суммарный состав, отвечающий исходному составу расплава, т. е. составу B ; но если в этой получившейся твердой смеси остаются, как мы предположили, недореагировавшие с расплавом части кристаллов T_b , T_d и т. д., более богатые высокоплавким компонентом Ap , чем состав B , то должны получиться и кристаллы (слои), более бедные Ap , чем исходный состав. Количество этих более бедных, чем B , кристаллов (слоев) будет, очевидно, зависеть от массы недореагировавших в свое время ранее выделившихся кристаллов. Затвердевание, таким образом, может закончиться при любой температуре находящейся непременно ниже T_C и сколь угодно близкой к T_{Ab} ; соответственно этому мы можем получить в качестве последнего выделяющегося кристалла кристалл (слой), сколь угодно близкий к составу легкоплавкого компонента Ab , т. е. кристаллизация может закончиться в любом месте ниже T_C . Совершенно необходимо и неизбежно при такой кристаллизации только то, что сумма состоит из кристаллов, содержащих одни более, другие менее компонента Ap , чем исходный сплав B , составу которого эта сумма в точности должна соответствовать. Кроме того, как видно из предыдущего, кристаллы (слои), выделяющиеся позднее, богаче более легкоплавким компонентом, чем предыдущие. Но это имеет место в тех случаях, когда не происходит язлений переохлаждения: если же последние имеют место, то должно получиться обратное явление, т. е. ранее выделяющиеся кристаллы будут беднее Ap , чем более поздние.

60. Предположим, что имеется та же система, и состояние ее характеризуется фигуративной точкой T'_B . Сплав охлаждается, но по достижении точки T_B кристаллы не выделяются, т. е. происходит переохлаждение. Пусть оно продолжается до точки T_F , где, согласно правилу, начинают выделяться кристаллы состава T_f , более богатые Ap , чем исходный состав B . При такой кристаллизации в переохлажденном состоянии должна, во-первых, выделяться избыточная теплота, поглощенная сплавом при его переохлаждении, т. е. фигуративная точка T_F должна будет перемещаться вверх и, во-вторых, вследствие обеднения сплава веществом Ap точка T_F должна перемещаться влево от Ap по направлению к Ab . В результате перемещение точки состояния T_F должно, очевидно, происходить по какой-то равнодействующей, направленной от T_F в диагональном положении, т. е. влево и вверх. В то же время кристаллы, раз начав, будут продолжать выделяться, а состав их будет — согласно правилу его отыскания — меняться от T_f до T_d , т. е. при переохлаждении выделяющиеся вначале кристаллы (слои) беднее трудноплавким компонентом, чем последующие. Когда точка T_F при своем перемещении достигнет кривой ликвидуса, например в точке T_D , кристаллизация пойдет каким либо из способов, разобранных в двух вышеприведенных примерах; но теоретически допустим, хотя и с гораздо меньшей долей вероятности, и процесс повторного переохлаждения, когда фигуративная точка, вместо того чтобы перемещаться по кривой ликвидуса, снова сойдет с нее вниз, и т. д.

[Приведенные рассуждения не вполне убедительны и предполагаемую возможность образования обратной зональности в результате переохлаждения следовало бы проверить экспериментальным путем.]

61. Наконец, естественно, возможен и тот случай, при котором вследствие

очень быстрого охлаждения срыв точки с кривой равновесия приводит систему в область *b* (рис. 16), когда поворот выделяющихся молекул в кристаллическую решетку сделается невозможным и остаток сплава затвердеет в стекло.

62. Только что разобранная схема кристаллизации имеет место для наиболее распространенных и важных породообразующих минералов — плагноклазов (также пироксенов и др.) Как указывалось выше, здесь мы имеем однородные или, гораздо чаще, состоящие из слоев различного состава кристаллы, начиная от чистого альбита № 0 до анортита № 100. **Зональная структура** плагноклазов, очень легко распознаваемая под микроскопом, бывает различная и отвечает разобранным выше разным процессам отвердевания. **Непрерывная прямая зональность**, наблюдаемая очень редко, отвечает случаю, мало вероятному и теоретически, когда выделяющиеся кристаллы, не приходя в равновесие с расплавом, совершенно *постепенно* и *непрерывно* меняют свой состав. Естественно, что гораздо чаще должна наблюдаться **прерывная прямая зональность**, когда на небольшом промежутке процесс отвердевания идет согласно со случаем первым установления полного равновесия, затем на некотором промежутке происходит запаздывание в реакции выделившихся слоев с раствором, и явление повторяется таким путем неоднократно.

Наконец, вполне естественна для весьма малоподвижных и тяжелых силикатовых молекул и **обратная зональность**, обусловленная явлениями переохлаждения. Она наблюдается, как и следовало того ожидать, в плагноклазах быстро остывающих пород, т. е. пород эффузивных или эффузивного облика. Иногда в таких породах наблюдаются кристаллы плагноклазов величиной в 0,5 мм в большем поперечнике, имеющие до 20 и более зон прямых или обратных. Наоборот, из магм, медленно затвердевавших вследствие огромных своих размеров или очень жидкостных (базальты), выделяются иногда совершенно однородные или почти незональные плагноклазы¹.

63. Разобранная только что диаграмма плавкости изоморфных смесей, таким образом, совершенно отлична от эвтектической. В последней кристаллизация почти всегда — за исключением отвердевания в стекло — заканчивается при определенной температуре в эвтектической точке. При отвердевании изоморфных смесей последние остатки сплава могут исчезнуть при любой температуре между начальной равновесной температурой кристаллизации исходного сплава и точкой отвердевания легкоплавкого компонента с соответственным составом слоев, выделяющихся последними. В эффузивных или эффузивного облика породах мы иногда встречаем такие зональные плагноклазы, которые в ядре имеют состав № 80, а в наружной зоне почти чистый альбит № 15—№ 5.

¹ Необходимо отметить, что диаграмма рис. 19 получена для сухих, т. е. безводных, сплавов плагноклазов. Хотя, пользуясь ею, мы получаем действительно то, что вытекает теоретически из такой диаграммы, однако из этого еще не следует, что выше объяснение в точности отвечает действительности. Но распространяться об этом здесь не место. Укажу только, что вследствие наличия воды в магмах, в последних должны иметь место явления гидролиза, которые могут дать результаты, подобные таковым же, происходящим при переохлаждении. К сожалению, на это никем еще не обращено внимания.

64. Наконец, для понимания структурных особенностей изверженных пород совершенно необходимо остановиться на промежуточной между двумя разобранными диаграмме, сходящей с физико-химической точки зрения *принципиально* со сдвоенной эвтектической диаграммой рис. 18. Не останавливаясь на сущности этой принципиальности, разберем кратко диаграмму, представленную на рис. 20. Здесь так же, как и при сдвоенной диаграмме, образуется соединение из чистых компонентов A и B типа $C = A_m B_n$, но 1) точка плавления этого соединения T лежит ниже кривой плавкости $T_M T_B$ компонента B и 2) кривая $T_M T_B$ пересекает кривую плавкости $T_M T_E$ соединения $C = A_m B_n$ в точке T_M , отвечающей составу, менее богатому компонентом B , чем соединение C , — M левее от B , чем C . Кривая $T_A T_E$ — кривая плавкости компонента A , причем T_E является, как видно, эвтектической точкой для A и C .

Если при отвердевании устанавливается полное равновесие, то легко, на основании предыдущего, вывести процесс отвердевания различных расплавов, имея в виду, что в точке T_M должно происходить *превращение* выделившегося B в соединение $C = A_m B_n$ при *постоянной* температуре, несмотря на отнятие тепла: $F = [2 \text{ (независимые компоненты } A \text{ и } B, \text{ так как компонент } C \text{ может быть выведен из первых двух, — } C = A_m B_n) + 2 - 3 \text{ (три фазы: твердое } B, \text{ твердое } C \text{ и сплав)}] - 1 \text{ (постоянное давление)} = 0$.

Состав $X = \frac{XB}{CB}$ компонента C и $\frac{XC}{CB}$ компонента B . При T_x все жидко; при T_x начинается выделение компонента B (мы находимся на кривой этого компонента), продолжающееся до точки T_M , где в самом начале будем иметь кристаллы B и сплав состава M , т. е. более богатый компонентом A , чем соединение C (точка M ближе к A , чем C), а тем самым, следовательно, и кристаллов B выделится больше, чем было компонента B в исходном расплаве. Вследствие этого расплав M начинает реагировать с выделившимися кристаллами B , превращая их — T_M есть точка *превращения* — в C , и такое превращение будет продолжаться до тех пор, пока мы не получим кристаллической массы, в которой количество компонентов B и C будет отвечать составу X . Иначе говоря, кристаллизация заканчивается в точке M при постоянной температуре T_M исчерпыванием всего расплава.

Состав $C = 100\%$ компонента C . При T_C все жидко; при T_C начинает выделяться компонент B (а ни в коем случае не C , ибо мы находимся на кривой плавкости компонента B — $T_M T_B$), и выделение его продолжается при непрерывном понижении температуры до точки T_M , где при постоянной температуре все выделившееся B должно превратиться в C с поглощением последней порции расплава. Если бы расплав тем не менее остался, то мы не имели бы полного равновесия, предположенного нами в самом начале, так как исходный состав C дал бы и эвтектику $C + A$ и кристаллы B (см. ниже).

Состав $Y = \frac{YC}{AC}$ компонента A + $\frac{YA}{AC}$ компонента C (или $\frac{YB}{AB}$ компонента A + $\frac{YA}{AB}$ компонента B). Опять при T_Y выделяется B (кривая $T_B T_M$) до точки вращения T_M . Здесь все выделившееся B превращается при постоянной температуре в C , причем к моменту исчезновения B остается еще расплав, содержащий A и C ($\frac{MC}{AC}$ компонента A + $\frac{MA}{AC}$ компонента C). Как только все B превратится в C , температура при дальнейшем охлаждении начнет понижаться при выделении C до эвтектики T_E , где будет уже выделяться эвтектическая смесь $\frac{EC}{AC}$ компонента A + $\frac{EA}{AC}$ компонента C при постоянной температуре.

Состав M дает уже сразу кристаллы C (точнее, кристаллы C и зародыши B одновременно, но последние сейчас же превращаются в C) при понижении тем-

При этом не лишне отметить, что диаграмма по типу рис. 20 получена (N. L. Bowen) для системы форстерит (B) и кремнезем (A) с образованием инконгруэнтно плавящегося энстатита ($C = AB$). В природе ни чистого форстерита, ни чистого энстатита в породах изверженных не встречается, — всегда имеется большая или меньшая изоморфная примесь FeO к окиси магния. И вот здесь именно, в отличие от плагноклазов¹, мы должны довольствоваться пока только аналогиями, так как железо представляет собой элемент, который может изменить совершенно ход тех процессов, в которых он участвует. Кроме того, мы разобрали только простейшие случаи, а именно системы из двух компонентов и притом *сухие*, т. е. без газов и паров. В действительности магмы являются многокомпонентными системами, притом с парами и газами в их составе, и прямых экспериментальных доказательств протекания процессов охлаждения в них мы не имеем. Останавливаться поэтому на трехкомпонентных системах — их для силикатов исследовано несколько — в нашем случае не имеет смысла. Достаточно было показать *характер* хода кристаллизации простейших систем, чтобы стало понятным, что и в более сложных системах этот характер в общих чертах сохраняется.

Структуры изверженных пород

67. Из всего рассмотренного в отношении физико-химических основ, приложимых к петрологии, можно заключить (ср. соответственные рубрики в определении структуры п. 46):

а) В зависимости от степени переохлаждения магм должна находиться и степень их кристаллизации: 1) при кристаллизации искусственных расплавов и магм в условиях оптимума (рис. 16) получаются **полнокристаллические** или **голокристаллические** (древнегреческое — holos — весь, целый) **структуры**; 2) в наилучших условиях (область б рис. 16) могут получиться совершенно или почти совершенно лишенные кристаллов **стекловатые** или **гиалиновые** (hualos — стекло) **структуры**; 3) в промежуточных условиях получаются **структуры неполнокристаллические** или **гипокристаллические**, часто *весьма неудачно* называемые *полукристаллическими*.

б) С условиями кристаллизации магм должна быть связана величина зерна в полнокристаллических породах. Очевидно, если магма отвердевает медленно, то мы остаемся неопределенно долгое время на каждом разрезе *a, ... б* рис. 16, а в таком случае и на разрезе, наиболее благоприятном для получения или наиболее крупных кристаллов (небольшое количество центров, достаточно быстрый рост), или, во всяком случае, кристаллов более или менее равномерных. Получаемые в результате структуры называются **равномернозернистыми** или просто **зернистыми**. При этом по величине зерен различают структуры: **гигантозернистые** при величине зерна, измеряемом дециметрами и метрами; **крупно- и грубозернистые** при величине зерна выше 5 мм; **среднезернистые** с величиной зерна от 1 до 5 мм; **мелко- и тонкозернистые** — зернистость видна простым глазом; **микрозернистые** — зернистость наблюдается под микроскопом, и **криптозернистые** (kriptos — скрытый) — в породах под микроскопом обнаруживается только кристалличность, а отдельные зерна неразличимы.

¹ См., впрочем, примечание в конце п 62

в) Из вышеприведенных схем кристаллизации видно, что при кристаллизации расплавов и, следовательно, при индивидуализации магмы в горную породу сначала выделяется один минерал, который в дальнейшем растет, затем, при продолжающемся выделении этого минерала, начинает выделяться следующий и т. д. Кроме того, при наличии порядка кристаллизации отдельных минералов, совершенно неизбежно, что первые минералы, кристаллизуясь при более высокой температуре, находятся в более благоприятных условиях для роста, чем более поздние, выделяющиеся в более вязкой жидкости, и т. д. Наконец, может случиться и так, что часть магмы затвердевает в очень благоприятных условиях для кристаллизации на глубине, а не успевшая закристаллизоваться часть ее вместе с выделившимися кристаллами изливается или в более высокие горизонты или на земную поверхность, где условия для кристаллизации менее или весьма неблагоприятны как вследствие быстрого понижения температуры, так и вследствие выделения газов и паров, благоприятствующих жидкости магмы, и следовательно, росту кристаллов.

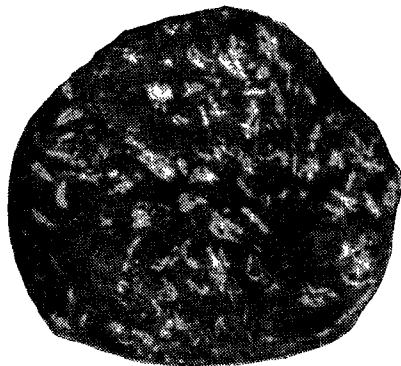


Рис. 21. Порфирит с фенокристаллами таблитчатого плагиоклаза из Эльбиингероде на Гарце. Взято у Вейншенка

Эти обстоятельства, порознь или вместе, неизбежно влекут за собой неравномерность зерен минералов — одних и тех же или разных видов — в породе. Получается так называемая **порфировая структура** (рис. 21), при которой минералы породы весьма сильно различаются (в десятки и сотни раз в поперечнике) друг от друга по величине. Раньше предполагали, что порфировая структура обуславливается исключительно внезапным изменением условий кристаллизации при излиянии; но из предыдущего видно, что она может получиться и при нормальном ходе кристаллизации по эвтектической схеме. Знаменитый норвежский петролог Фогт (J. H. L. Vogt) наблюдал появление порфировой структуры в шлаках, выливаемых из доменных печей: здесь эта структура появлялась в течение нескольких минут. То же наблюдается при очень быстром охлаждении искусственных расплавов металлов.

Во всякой порфировой структуре различаются два элемента: более крупные кристаллы — **вкрапленники** или **фенокристы** (древнегреческое *φαῖνο* — показываю, делаю видимым, кристы — сокра-

щенные кристаллы) и мелкая масса, полнокристаллическая, стекловатая или неполнокристаллическая, служащая как бы цементом для вкрапленников — **основная масса**, иногда называемая также **базисом**. Структуры и породы, в которых фенокристы видны простым глазом, обозначают термином **макропорфиновые** (древнегреческое *makros* — длинный, большой) и **эвпорфиновые**; если же фенокристы плохо или совсем не улавливаются глазом — **микропорфиновые**. Существует также много названий для обозначения относительного количества фенокристов в порфировой породе, для характеристик основной массы и т. д. **Витрофировая**, например, структура обозначает, что порода порфировой структуры имеет основную массу, представленную чистым или почти чистым стеклом, и т. д. Наконец, выделяют, кроме нормальной порфировой структуры, еще структуру **порфировидную** или **гранит-порфировую**, придавая иногда этому термину генетическое значение, а именно — такая структура есть результат нормального хода кристаллизационного процесса, как это указано в самом начале этого пункта, в то время как порфировая структура получается вследствие разрыва в течении процесса кристаллизации, как это указано в начале этого же подзаголовка. Однако, так как далеко не во всех случаях можно решить вопрос о том, вследствие какой из вышеуказанных причин получилось резкое различие в величине слагающих породу минералов, то применение этого термина ограничилось бы совершенно несомненными случаями, а тем самым затруднилось бы применение термина и нормальной порфировой структуры. Поэтому под порфировидной лучше понимать такую структуру, при которой основная масса имеет легко различимое макроскопически зерно, в том числе и такое, которое может встретиться и в среднезернистой породе, как, например, в порфировидных гранитах.

Наконец, следует отметить еще одно важное обстоятельство. Связь степени кристалличности и величины кристаллов с условиями отвердевания магмы усматривается из рис. 16 (стр. 52): все зависит от того, как скоро магма попадает в область *b* рис. 16, иначе говоря, как скоро идет процесс остывания магмы. Из выше приведенных диаграмм мы видели (п. 66), что *магма затвердевает в породе не при определенной температуре, а в некотором интервале температур* (например, $T_x - T$ рис. 17). Положим — и это близко к действительности, — что магма данного состава начинает отвердевать при 900° и большая часть ее отвердевает при 600° . Пусть такая магма, еще совсем жидкая, попадает в область около 200° (около 6 км глубины под землей). При данных цифрах область 200° будет, наверное, отвечать области *b* рис. 16, и, следовательно, магма попадает в такую обстановку, которая для нее мало отличается — в отношении условий кристаллизации — от поверхности земли (на глубине только сильнее задерживаются газы).

Отсюда ясно, что *глубинная геологически* порода может

иногда иметь *петрографически эффузивный облик*. Все зависит от того, насколько быстро она попадает в область *б* рис. 16. Если магма имеет *незначительный объем*, то температура может падать настолько быстро, что область *б* будет достигнута раньше, чем большая часть магмы закристаллизуется, и мы получим породе эффузивного облика, например (см. п. 88) дацит, порфирит и т. д. Если наоборот, огненно-жидкая масса *велика по размерам* и обладает поэтому большим запасом тепла, то охлаждение ее, понятно, будет идти медленно, и будут иметь место условия, близкие к наиболее благоприятным для того, чтобы получить породе полно- и среднекристаллическую.

г) От формы зерен минералов зависит облик структуры, особенно под микроскопом. Эта форма, в свою очередь, зависит от природы минерала, так как некоторые из них почти всегда кристаллизуются в виде более или менее правильных многогранников — **зернистая** структура, другие в виде удлинённых призмочек — **призматическая**, и т. д.

д) Наконец — и это самое главное в структурных особенностях пород, — если минералы должны выделяться из огненно-жидкой магмы в определенном порядке, то, естественно, наибольшее число шансов для выявления свойственной им кристаллической огранки имеют минералы, выделяющиеся в самом начале; наоборот, минералы или совокупность минералов, кристаллизующиеся в конце, будут связаны в проявлении своей огранки выделившимися ранее минералами, так как они могут только заполнять оставленное последними пространство. Минералы, имеющие хорошую огранку, называются (в отношении структуры) **идиоморфными** (древнегреческое *idios* — свой, собственный, данному предмету свойственный) или **автоморфными** (*autos* — свой, сам), а также **эвгедральными** (*eu* — хорошо, *hedron* — грань); минералы, не имеющие собственных форм, представляют собой минералы **аллотриоморфные** (*allotrios* — чужой, чуждый) или, соответственно, **ксеноморфные** (*ksenos* — чужой), также **ангедральные** (*an* — префикс отрицания); наконец, минералы, частью проявляющие собственную огранку, частью ограниченные другими, суть минералы **гипидиоморфные** (*hupo* — под, в смысле подчинения) или **гипавтоморфные**, также соответственно **субгедральные** (латинское *sub* = древнегреческое *hupo*). Полнокристаллические структуры зернистых пород или основных масс порфировых пород, в которых можно наметить степень идиоморфизма отдельных минералов, называются **гипидиоморфнозернистыми** или **гранитными**, иногда также **гранитоидными**, так как со словом гранитный часто связывают неперенное наличие в породе кварца.

68. Многие авторы отождествляют степень идиоморфизма минералов с *порядком их выделения* из магмы. Например, считают, что если в граните апатит идиоморфен, биотит гипидиоморфен по отношению к апатиту, но идиоморфен к плагиоклазу, последний идиоморфен к ортоклазу, а кварц ксеноморфен, то порядок выде-

ления этих минералов из магмы будет следующий: апатит, биотит, плагиоклаз, ортоклаз и кварц, причем даже дают график, показывающий, как и в какой мере одни минералы в порядке своего выделения перекрывали другие.

Однако это *совершенно неверно* и по очень многим причинам, из которых наиболее понятны и убедительны следующие. Есть немало наблюдений, особенно для сплавов металлов, когда эвтектическая смесь этих металлов, кристаллизовавшихся безусловно одновременно, дает резко выраженную гипидиоморфнозернистую структуру, т. е. из двух *одновременно* выделяющихся минералов один кристаллизуется в прекрасных кристаллах, другой как бы заполняет промежутки между последними. В горных породах иногда — по совокупности наблюдений и по природе минерала как эпимагматического — можно совершенно определенно заключить, что этот минерал постериорный, эпигенетический, а между тем он проявляет прекрасные ограничения и является идиоморфным в отношении несомненно *ранее* него выделившихся минералов. Таким образом, эти два примера с *совершенной несомненностью* указывают, что *резкий идиоморфизм одной составной части по отношению к другой может иметь место и при одновременной кристаллизации обеих и даже при более поздней кристаллизации более идиоморфного компонента.*

Наконец, имеются наблюдения под микроскопом и динамики процесса кристаллизации, показывающие возможность идиоморфизма одних кристаллов по отношению к одновременно выделяющимся кристаллам другого вещества (Токарский). Известно также, что некоторые минералы обладают свойством проявлять при кристаллизации лучшую огранку, чем другие, кристаллизующиеся в тех же условиях; что тенденция к проявлению граней зависит от примесей и т. д. Все это говорит за то, что мы имеем право на основании структурных наблюдений говорить только о порядке идиоморфизма, а не о порядке выделения минералов. Когда петрологи смогут точно устанавливать на основе бесспорных данных порядок выделения минералов, несомненно, они тем самым будут в состоянии не только решать важнейшие петрогенетические проблемы, но и помогать физико-химикам в их научной работе.

Несмотря на все вышесказанное, обозначение структурных типов не является делом исключительно описательным. Гипидиоморфнозернистая структура все же, понятно, показывает, что какой-то порядок имел место не только в степени идиоморфизма минералов, но и в последовательности их выделения¹. А раз это

¹ [Признавая правильность и важность всех высказанных здесь предостережений, можно, однако, признать, что в первом приближении наблюдение порядка идиоморфизма позволяет судить и о порядке кристаллизации, хотя здесь выводы и нельзя делать так легко, как это казалось некоторым исследователям. Структура породы остается, таким образом, основным документом, позволяющим расшифровывать условия процесса кристаллизации, почему она и имеет такое большое значение.]

так, то породу, проявляющую такую структуру, мы можем — при совокупности других данных — сравнивать в отношении генезиса с отвердевшим расплавом, т. е. считать ее за изверженную. «Совокупность других данных» имеет значение в том отношении, что изверженная порода может получиться путем одновременного затвердевания слагающих ее минералов, причем может получиться структура, наблюдаемая также и в сплавах металлов, в которой минералы прорастают друг друга, давая более или менее правильные (прямые линии в разрезе) ограничения; это структура **письменная** или **графическая** (напоминающая в плоском разрезе еврейские письмена — рис. 22) или — при округлых и неправиль-



Рис. 22 Письменный гранит из Свердловска

ных ограничениях — **пегматитовая**. Если же при одновременном выделении минералы не прорастают друг друга, а соприкасаются, то получается структура **аллитовая** или **панидиоморфнозернистая** (древнегреческое *ραρ* — весь; в приставках — *совсем*), в которой все минералы более или менее идиоморфны, более или менее **изометричны** (*isos* — равный, *metron* — мера, т. е. представляют более или менее правильные выпуклые многогранники). Эту последнюю структуру называют иногда **сахаровидной**. На основании изложенного понятен термин **паналлотриоморфнозернистая структура**, при которой все минералы имеют неправильные ограничения; но эта структура в типичном своем проявлении характерна уже для пород метаморфических и в изверженных породах наблюдается при вторичной раскristаллизации стекол, т. е. при кристаллизации уже в твердой породе.

В рамках настоящего очерка не имеет смысла упоминать о других, иногда очень важных, структурах изверженных пород. Достаточно сказать, что структурных терминов в петрологии около 150.

Структуры осадочных и туфовых пород

69. Осадочные породы имеют структуры, совершенно отличные от только что приведенных. Главная масса этих пород — породы обломочные, кластические; **структура их кластическая**, т. е. порода состоит большей частью из обломков или окатышей отдельных минералов или даже пород. Главное значение в связи с процессами образования этих пород имеет здесь величина обломков (см. ниже п. 95); поэтому различают кластические структуры: **псефитовые** (древнегреческое *psefos* — камешек, голыш, галька) — величина зерна больше 2 или 2,5 мм, **псаммитовые** (*psammos* — песок) — величина зерна от 2,5 или 2 до 0,05 мм и **пелитовые** (*pelos* — глина) — зерна размером менее 0,05 мм. Для большего уточнения иногда ко второму термину приставляют — грубо-, средне-, мелко-, и т. д.

К органическим осадочным породам кластического же происхождения применяются те же структурные обозначения, а в химических осадках (см. пп. 94 и 100), по самому способу их происхождения, могут получиться структуры и кластического характера, и аналогичные структурам пород метаморфических, и частично также изверженных.

70. Туфы, как породы пирокластические, имеют кластические **туфовые структуры**, иногда очень сильно отличающиеся от структур осадочных пород. В неизмененных или мало измененных туфах встречаются часто обломки стекла, имеющие нередко характерную форму дужек, лунок (в разрезе), совершенно неправильных тонкопористых частиц и пр. (вулканический пепел), придающих породе под микроскопом своеобразный облик. Кроме того, в нормальных осадочных породах при достаточной крупности их зерна (около 1 мм) часто наблюдаются окатыши минералов, в то время как при туфовых структурах встречаются нередко прекрасно образованные кристаллы, представляющие собой фенокристы жидкой лавы, выброшенные силой взрыва из жерла вулканов. Очень мала вероятность встречи в осадочных породах обломков с резко выдающимися углами или пальцевидными отростками, так как такие их части должны легко обламываться в процессах переноса.

В туфах могут встречаться зерна минералов с глубокими заливами от расплавления; так как часто эти минералы транспортируются только по воздуху, оставаясь на месте после своего падения, эти грубые и выдающиеся зазубрины на зернах минералов в туфах могут сохраниться, и т. д.

Структуры метаморфических пород

71. Метаморфические породы получают путем перекристаллизации материнских пород в твердом состоянии, так что *ни в один момент метаморфизации порода вся в целом не приходит ни в состояние плавления, ни в состояние растворения*, а потому и понятно, что при полной кристалличности этих пород, как и пород изверженных, здесь не может наблюдаться ясно выраженного порядка в степени идиоморфизма их минералов. Если здесь и наблюдаются иногда более или менее хорошо ограненные минералы, то эта их форма обусловлена резко выраженной тенденцией этих минералов проявлять в самых неблагоприятных для роста условиях свою огранку. Поэтому структура пород метаморфических сходна со структурой, получающейся, например, при раскристаллизации стекол в твердом их состоянии, т. е. (см. выше п. 68, конец) это есть структура **паналлотриоморфнозернистая** или **кристаллобластовая** (*blastano* — расти), очень характерная для метаморфических пород.

Сообразно совершенно отличному от изверженных пород происхождению полнокристаллическая структура пород метаморфических и все характерные ее элементы обозначаются присоединением к корню структурного термина изверженных пород окончания **бластовая** или, что менее отвечает русскому языку, **бластическая**. На основании сказанного понятно, что должны обозначать термины: **гранобластовая**, **порфиробластовая**, **идиобластовый**, **ксенобластовый** и прочее.

[Для характеристики структуры метаморфической породы большое значение имеет также облик господствующих минералов — изометрический, пластинчатый или игольчатый — и достаточно широко распространены термины, отображающие эту особенность структуры (соответственно **гранобластовая**, **лепидобластовая** и **нематобластовая** структура)].

Наконец, весьма важна для распознавания материнской породы, из которой произошла данная метаморфическая, так называемая **реликтовая** (латинское *relictus* — оставленный, остаточный) или **палимпсестовая** (древнегреческое *palimpsestos* — снова соскобленный; подразумевается древний пергамент, соскоблив с которого написанное, прочитывают прежние надписи) структура, т. е. остающаяся в небольших участках метаморфической породы структура первоначальной породы. Особенно характерна в этом отношении структура **гелицитовая** (древнегреческое *helix* — завитой, кривой), при которой сквозь канву новообразовавшихся при метаморфизме минералов наблюдаются (например по оставшимся углистым, черным под микроскопом, частицам) завитки, изгибы, складочки, существовавшие в материнской породе. Очевидно, такая структура могла получиться только при перекристаллизации породы в твердом состоянии, когда частицы (углистые взятого примера) даже не были или почти не были сдвинуты с места.

Более определенные термины реликтовых структур получаются при прибавлении спереди к названию структуры материнской породы префикса «бласто»: **бластогранитная, бластопорфировая, бластопсефитовая** (обозначают такие реликтовые структуры метаморфических пород, в которых хорошо распознаются следы ответственных структур материнских пород).

Текстуры горных пород

72. Не всегда структуры выражены достаточно ясно, чтобы во всех случаях можно было сказать, что данная структура не гранитная, а бластогранитная, и тем самым определенно решить вопрос о происхождении породы. Природа пишет свои иероглифы на своем языке, и мы, разрешая всегда с большим или меньшим трудом человеческие письма, не всегда можем делать это с природными. Иногда даже встречаются затруднения в том, к каким признакам, структурным или текстурным, отнести наблюдаемые явления. Так, например, центрическое расположение минералов шаровидно-округлыми слоями друг около друга представляют собой морфографически текстурный признак — это есть известное расположение минералов в пространстве. Между тем иногда такое расположение обусловлено тем же, чем генетически определяются структурные особенности породы, т. е. известным порядком кристаллизации минералов: мы видели, что при кристаллизации с последующим превращением (пп. 64, 65) вначале выделившийся минерал, превращаясь в другой, должен облекаться этим последним, что в действительности и наблюдается достаточно часто. Поэтому говорят как о **центрических структурах**, так иногда и о **текстурах (венчиковые, друзитовые)**. Такое же центрическое расположение может быть обусловлено только стыком определенных минералов друг с другом и вторичными процессами, протекающими только в этих стыках — **келифитовые текстуры** изверженных и метаморфических пород. Поэтому одни исследователи вовсе не различают структуру от текстуры, называя и то и другое структурой, другие — и это нельзя считать правильным ни с какой точки зрения — текстурой называют макроструктуру.

73. При расположении минералов в породе без всякого порядка получается **массивная текстура**, встречающаяся чаще всего в породах изверженных, но наблюдаемая также в породах метаморфических и осадочных. Последние имеют большей частью **слоистую текстуру**, а для большинства метаморфических пород свойственна **сланцеватая** или **параллельная текстура**, обусловленная параллельным расположением минералов, в строении которых должно быть ясно выражено направление — линейчатость или пластинчатость. Поэтому **флюидальная** или, вернее, **флюктуационная текстура** эффузивных пород, напоминающая отчасти **линейчатую текстуру** кристаллических сланцев и показывающая

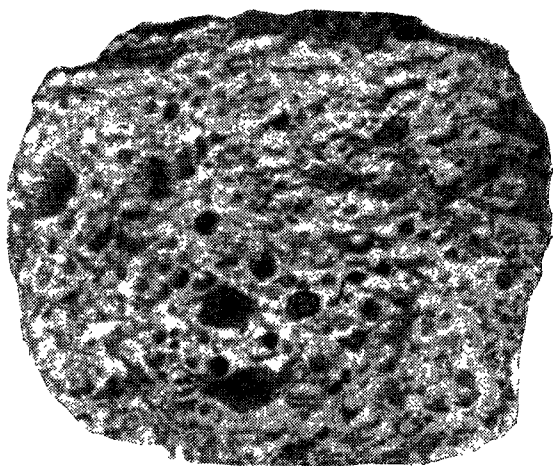


Рис. 23. Пузыристая лава типа *aa* по Дэли (Daly).
Большие пустоты неравномерно разбросаны
по породе. Взято у Вольфа

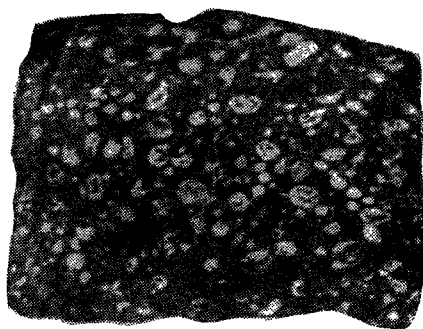


Рис. 24. Мелафировый миндаль-
ный камень
(мандельштейн) у Оберштейна.
Взято у Вейншенка

бывшее течение магмы, наблюдается в тех изверженных породах, в которых имеются минералы призматические (например в трахитах), могущие, как лес, сплавляемый по реке, запечатлеть течение лавы, и не видна там (например, в фонолитах, ортофирах),

где в тех же условиях отвердевания расплавленной массы минералы являются **изометричными**. При полном заполнении минералами (в том числе и стеклом) породы занимаемого ею пространства получают **компактные текстуры**; в противном случае имеют место **пористые** (рис. 23), **пузыристые**, **пенистые текстуры** и т. д. На больших глубинах и под большим давлением пористость, конечно, должна исчезнуть. Если пустоты заполнены вторичным (чаще всего) материалом, то получают **миндалекаменные текстуры** (рис. 24).

74—80. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД КАК МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ

Макроскопический метод

74. Исследование породы как минерального агрегата сводится прежде всего к определению ее места среди других пород, т. е. к определению ее названия. Методы полевые или макроскопические позволяют при помощи лупы, ножа, простейших кислот, иногда также с применением паяльной трубки, определять состав слагающих породу минералов, ее структуру и текстуру. В некоторых случаях бывает очень важно уже в поле поточнее различать сходные породы, например, когда при изучении рудных месторождений последние бывают связаны только с одной, а не с другой из сходных пород (например, с доломитами или доломитизированными, а не чистыми известняками). При таких обстоятельствах макроскопические исследования усложняются простейшими оптическими приемами, аппаратура для которых должна помещаться в кармане или походной сумке (например, пузырек с бромформом и пара стеклышек для различения известняков от доломитов) ¹.

Микроскопический метод

75. Однако очень часто, даже при миллиметрово-зернистых породах, остается и при такой простейшей экипировке геолога элемент неуверенности в определении, и уж во всех случаях *макроскопические определения оказываются совершенно недостаточными при петрологическом изучении пород*. Здесь при камеральной обработке материала важнейшим прибором является **поляризационный микроскоп**. **Химические анализы** были бы необходимы во всех случаях, если бы они не были дорогостоящими и очень медленными, по сравнению с микроскопом, средством исследования.

¹ На этот счет см в учебнике В Н Лодочникова «Главнейшие породообразующие минералы», 1955.

В физико-химических системах важны не только отдельные фазы — минералы, но и независимые компоненты и их количество, т. е. химический состав *магмы*, но общий, валовый, химический состав *породы* не дает, к сожалению, состава той *магмы*, из которой эта порода произошла: из магмы выделяется достаточно много веществ, прежде чем она превращается в породу.

76. Для микроскопического исследования специально квалифицированными мастерами изготавливаются из пород особые препараты, называемые шлифами. **Шлиф породы** представляет собой тонкую ее пластинку, толщиной обычно около 0,03 мм, помещаемую между двумя стеклянными пластинками и приклеиваемую к последним с помощью аморфного, совершенно прозрачного, бесцветного клейкого вещества — канадского бальзама. Последний, проникая во все поры и пустоты пластинки породы и окружая последнюю со всех сторон, служит *эталон*ом для сравнения, в грубых чертах, *преломления* породообразующих минералов. Пластинка породы в обыкновенных шлифах имеет площадь около 3—5 кв. см; только в особых случаях изготавливаются шлифы больших размеров, но тогда они бывают несколько толще.

При вышеуказанной толщине пластинок цветные различия минералов, играющие вообще и в минералогии второстепенную роль, отходят совершенно на задний план. Зато, вследствие совершенной прозрачности (при такой их толщине) почти всех породообразующих минералов, выступают отчетливо все их свойства как анизотропных веществ, которые петролог использует иногда не только для определения вида минерала, но и его состава. Так как, кроме того, с помощью особых простых приспособлений можно подсчитать под микроскопом относительные количества всех входящих в породу минералов, то тем самым, после таких *микроскопических* или *оптических исследований* шлифов горных пород, становится известным: 1) минералогический, качественный и количественный состав горных пород, 2) их структура и текстура и 3) в грубых чертах валовый химический состав, т. е. все признаки, необходимые для определения минерального агрегата, как такового.

Под микроскопом распознаются такие детали структуры породы (петролог очень редко прибегает к увеличениям, большим четырехсоткратных), которые позволяют извлечь все возможное для определения ее генезиса.

В последнее время почти такой же степени совершенства исследования производятся и над непрозрачными минералами при помощи отраженного, а не проходящего, как в первом случае, света, получаемого с тем же самым микроскопом с присоединением добавочных очень простых приспособлений.

Исключительное значение для повышения точности исследований свойств прозрачных минералов имеет специальный федоровский столик. За рубежом метод Федорова стал применяться значи-

тельно позже, но сейчас без него не обходится ни одна петрографическая лаборатория.

Микрохимический анализ

77. Иногда оптические методы, несмотря на их совершенство, оставляют все же некоторые неясности в отношении состава и структуры; тогда прибегают к методу, переходному между чистыми оптическим и химическим, к *микрохимическому анализу*. Принцип последнего состоит в том, что путем растворения или разложения кислотами минералов в тех же шлифах (одно из стеккол — покровное — должно быть удалено со шлифа, а бальзам должен быть тщательно смыт с пластинки породы спиртом, бензином или бензолом) получают растворы солей применяемых кислот, и этим растворам дают испариться. При этом образуются кристаллы этих солей, форма и свойства которых для разных металлов известны наперед; по формам и свойствам получающихся микрокристаллов легко определяются растворенные взятыми кислотами вещества. Простейшим методом микрохимических исследований является протравливание препарата той или другой кислотой и затем введение того или другого красящего вещества (фуксин, анилин). Минералы, частично растворенные или разложенные, при этом окрашиваются, адсорбируя в мельчайших своих частицах вводимый пигмент, а нетронутые вещества остаются, естественно, неокрашенными.

Химический анализ

78. Химический анализ горных пород также очень часто применяется для их характеристики, особенно для установления сродства между отдельными породами местности. Однако очень часто, почти всегда, забывают, что для достижения последней цели определения первых девяти окислов (см. таблицу п. 9), необходимых для химической характеристики, одной породы совершенно недостаточно. Равным образом не дает недвусмысленных указаний и определение тринадцати окислов. В таких случаях необходимо искать не количественные, а качественные различия, определяя — вполне достаточно только качественно — редкие элементы в породах одной области. В настоящее время имеются десятки тысяч анализов горных пород! Между тем от решения кардинального вопроса петрогенезиса — установления однозначной связи между химическим и минералогическим составами горной породы — мы достаточно далеки. Очень редко даются такие описания пород, в которых анализируются и сама порода и все входящие в нее минералы. Мы были бы гораздо ближе к решению вышеуказанной основной задачи петрогенезиса, если бы имели хотя бы несколько сот подобных анализов. К сожалению, данные для такой химической характеристики горных пород получают гораздо труднее и обходятся иногда дороже, чем производство десятка слишком

полных анализов горных пород. Понятно, что в таких случаях требуется отделить и собрать вместе отдельные минералы породы и притом в достаточно чистом виде и в нужном количестве.

Методы разделения

79. Методы разделения составных частей породы применяются в петрологии очень давно. Довольно часто приходится выделять из породы какой-либо один минерал, или совсем неизвестный по составу, или отличный по оптическим свойствам от минералов определенного рода (пироксены, биотиты, амфиболы и пр.), или для точного определения частностей его состава, не уловимых оптическими методами.

Для этих целей порода раздробляется до такой степени, чтобы отдельные минералы получились в совершенно самостоятельных кусочках без прилипших частей других минералов. Затем разделение производится при помощи жидкостей различного удельного веса, в которых путем подбора удается достигнуть того, что один, и только один, минерал либо всплывет, либо погрузится в эту жидкость и тем самым легко механически может быть отделен от других. Для такого разделения, весьма удовлетворительного по результатам, пользуются одновременно и центрифугированием, получая разделение не одного, а нескольких минералов. Иногда для разделения очень удобно бывает воспользоваться степенью магнитопроницаемости минералов, отделяя постепенно при помощи все более и более сильных электромагнитов один минерал за другим. Наконец, кроме магнитного разделения, в простейших случаях применяют химическое, пользуясь различной растворимостью минералов в разных жидкостях, при этом извлекают в раствор или нужный минерал, или все остальные за исключением подлежащего исследованию.

Конечно, во всех случаях разделения проверка удовлетворительности последнего и, часто, дальнейшая очистка от примесей производится под микроскопом или под бинокулярной лупой, причем все оставшиеся загрязнения удаляются механически тонкой иглой.

80. Метод отделения тяжелых фракций минералов, при котором отделяются все тяжелые минералы породы после раздробления последней, получает широчайшее распространение при изучении осадочных пород, а в последнее время и для детального исследования изверженных пород. Обычно отделение производится при помощи бромформа с удельным весом 2,9, так что дальнейшему исследованию под микроскопом подвергаются минералы с удельным весом, большим 2,9. Микроскопические исследования производятся обычным порядком или над осколками, или из всей массы осколков изготавливаются шлифы и т. д. О цели таких исследований, повторяющих в известной мере методы начала прошлого века, будет сказано ниже (п. 92).

Источники магмы

81. Изверженные или магматические породы¹ получают, как мы видели, из остывшей огненно-жидкой магмы. Последняя должна находиться внутри земли или в таком огненно-жидком состоянии или в состоянии, легко переходящем в расплавленное вследствие тех или иных причин, вызвавших ее перемещение. О глубине залегания магмы и о распределении ее на этой глубине достоверных данных у нас нет. На основании наблюдений в смежных вулканах и в близко расположенных друг от друга вулканических областях приходится делать наиболее вероятное заключение, что изверженные породы, которые мы наблюдаем на земной поверхности, происходят не из одного общего магматического бассейна, облекающего в виде шарового слоя землю, а из близко расположенных отдельных вулканических очагов. Иначе очень трудно понять причину разнообразия лав и пород в соседних областях. О величине поперечников этих очагов можно составить себе представление по размерам наиболее крупных интрузивных масс (см. выше пп. 15, 22), по величине мощных трещинных излияний (п. 25) или по количеству кластических выбросов из вулканов (центрального типа — п. 27). Невидимые очаги магмы, очевидно, гораздо крупнее всех этих масс, наблюдаемых на земной поверхности.

Признаки магматического происхождения

82. Об изверженном происхождении исследуемых пород мы делаем заключения из совокупности наблюдений: 1) интрузивные контакты, 2) контактное воздействие изверженных пород на окружающие породы, 3) признаки жидкостного состояния, наблюдаемые на местности залегания пород, и 4) характер отдельности последних — представляют собой геологические признаки. Микроструктурные и текстурные черты строения пород также можно иногда связать только с предположением о бывшем их расплавленном состоянии. Здесь можно добавить, что иногда — и нередко — мы наблюдаем под микроскопом явления, которые можно объяснить только действием высокой температуры. Некоторые минералы иногда бывают в своих краях разложены, диссоциированы (амфиболы, биотиты и др.). Так как при этом прекрасно сохраняется кристаллическая огранка разложенного, чаще всего по краям, минерала, то ни о каком растворении не может быть и речи. Часто также наблюдаются более или менее глубокие залиты в хорошо ограненные кристаллы или округления последних

¹ О магматических породах было уже сказано в пп. 4, 12—26, 30—36 и 67—68

в краях. Явление может быть объяснено с первого взгляда и растворением и расплавлением. О первом мы не имеем права говорить во многих случаях по одному тому, что не знаем в природе таких растворителей, которые растворяли бы, например, кварц и не оказывали никакого влияния на рядом лежащие полевые шпаты или пироксены. Единственным совершенно обязательным заключением является то, что мы в таких случаях имеем перед собою явления расплавления. Заключение это совершенно обязательно с точки зрения актуалистического подхода к явлениям, наблюдаемым в природе; объяснение данного феномена на основании *неизвестных* нам явлений приводит от одной фантазии к следующей и является, следовательно, по существу фантастическим, а не естественно-историческим. Едва ли, впрочем, такие эксцепционалистические (т. е. предполагающие, исключительные, неизвестные, ненаблюдаемые явления) подходы можно называть объяснениями.

83. Такой же актуалистический принцип заставляет нас считать безусловно за изверженные те породы, в которых наблюдается силикатовое стекло известного состава, так как опять-таки мы ни в природе, ни в лаборатории не наблюдаем образования такого именно стекла иначе, как путем плавления соответствующей силикатовой смеси. Здесь мы имеем доказательство происхождения породы на основании ее химического состава. Такие доказательства применимы — непременно в связи с вышеприведенными геологическими — к *интрузивным* породам, образование которых из огненно-жидкого состояния не может быть, естественно, доказано непосредственным наблюдением, так как породы эти остывают под землей. Имея такой же общий валовый химический состав, как породы, образующиеся на наших глазах на земной поверхности (лавы), эти внутриземные породы при их структуре наиболее вероятно следовало бы считать за изверженные, если бы не было даже других многочисленных тому подтверждений.

[Как уже отмечено выше в п. 22, теория гранитизации отрицает магматическое происхождение всех или многих интрузивных пород. Наиболее слабое место этой теории заключается как раз в том, что она не учитывает важнейшего факта петрографии — аналогии химического состава интрузивных и излившихся пород и существование постепенных переходов в структуре от пород, застывших на земной поверхности, через породы малых интрузий, застывших на небольшой глубине, к породам больших интрузий. Не считая верными выводы этой теории, мы тем не менее должны помнить, что не во всех случаях генезис породы определяется правильно, и некоторые породы, считавшиеся изверженными, в действительности оказываются метаморфическими, например некоторые мелкозернистые габбро или щелочные сиениты.]

84. Принцип наибольшей вероятности является следующим — за актуалистическим — методом доказательства натуралиста. Два совершенно одинаковых явления или объекта вероятнее всего об-

разуются под влиянием одних и тех же главных условий. Достоверности здесь нет: подобно тому как одна и та же равнодействующая может получиться из различно направленных составляющих, точно так же могут получиться коррелятивные этому геометрическому закону явления природы и их результаты. С такой точки зрения происхождение древних пород эффузивного облика, непосредственного образования которых мы не наблюдали, не требует особых доказательств, так как эти породы во всех отношениях тождественны с породами, образующимися в настоящее время на земной поверхности.

Впрочем, о их происхождении из огненно-жидкой магмы мы можем совершенно определенно утверждать и на основании всех вышеприведенных соображений. Курсив в последней фразе имеет целью показать, что утверждения наши относятся только к вопросу о происхождении, но не больше. Совершенно одинаковые — с нашей точки зрения — породы эффузивного облика и получаются (см. пп. 26, 27, 32, 67с — конец), как это доказано многочисленными наблюдениями, из масс, действительно излившихся на земную поверхность, и наблюдаются в виде несомненно геологически интрузивных пород (жил, лакколлитов и других небольших тел). Наблюдаемые иногда явления опацинизации (см. п. 82) биотитов и роговых обманок почти *определенно*¹ указывают на эффузивное происхождение породы, но, к сожалению, такое разложение указанных минералов не всегда имеет место, а с другой стороны, отсутствие этой диссоциации еще не доказывает, что порода образовалась под землей.

Классификация

85. Отсюда видно, что петролог далеко не всегда может по куску породы сказать, в каких геологических условиях она образовалась, т. е. однозначной связи между породами как геологическими телами, с одной стороны, и минеральными агрегатами, с другой, еще не установлено, и, следовательно, до конца разработанной генетической классификации горных пород мы пока не имеем. **Генетическая классификация** должна установить точную связь между породой как геологическим телом и как физико-химической системой. В последнем отношении породы, как указывалось (см. п. 75), должны были бы характеризоваться и химически (независимые компоненты) и минералогически (фазы) одновременно. Один химический состав не может дать почти никаких оснований для суждения о происхождении породы, так как мы знаем породы почти совершенно одинакового состава и изверженного, и осадочного, и метаморфического происхождения. С другой стороны, *химического состава магмы*, как таковой, мы не знаем, так как при индивидуализации ее в породу

¹ «Почти» говорю потому, что опацинизация в интрузивной породе может быть обусловлена в контакте ее с эффузивной.

из нее удаляются вместе с газами и парами и другие вещества, так что состав гомогенной системы — магмы, состав аргумента физико-химической системы, нам остается неизвестным¹. Состав же гетерогенной системы налицо в каждой породе — это ее минералогический (считая в том числе и стекло) состав. Если прибавить к этим немногим главнейшим соображениям, что 1) структура и текстура породы как гетерогенной системы отпечатлеваются на себе генетические, т. е. главнейшие для натуралиста, ее особенности и что 2) породы совершенно одинакового химического состава могут иметь (см. п. 75) и имеют иногда различный минералогический состав — **гетероморфные породы** (heteros — один из двух, один или другой), то станет понятным, что главнейшим классификационным признаком изверженных пород является их минералогический состав, качественный и количественный, и их структура.

86. Подавляющее количество изверженных горных пород — это породы *полевошпатовые* (см. таблицу в конце книги). Можно сказать, что последних не менее 90% всей массы изверженных пород. Отсюда понятно, что первым классификационным признаком является присутствие или отсутствие полевых шпатов и характер последних как химический (состав), так и физико-химический (физико-химические свойства). В последнем отношении альбит № 0 — 10 — 15 из серии плагиоклазов стоит гораздо ближе к существенно-калиевым полевым шпатам, чем к плагиоклазам и анортиту (см. п. 43): все щелочные полевые шпаты не могут быть получены сухим путем, без помощи минерализаторов. Переходными по способу получения и, следовательно, образования в природе являются олигоклазы № 20 — 30, а лабрадоры № 50 — 70 получаются уже сравнительно легко. Состав плагиоклазов, приведенный в помещенной в конце книги таблице (вклейка), относится только к интрузивным породам (к верхнему ряду). В фенокристаллах эффузивных аналогов плагиоклазы богаче анортитом, что непосредственно связано с кривой плавкости этих минералов (пп. 57—62).

Вторым по распространению минералом после полевых шпатов является (п. 42) кварц — второй же по своему значению классификационный минерал, играющий важнейшую роль в химической классификации изверженных пород как пород силикатовых. Одновременно и в связи с последним принимают классификационное значение фельдшпатаиды, не могущие, очевидно, встречаться с кварцем совместно, т. к. произошли бы следующие реакции:

нефелин + кварц = альбит,

лейцит + кварц = ортоклаз;

это же касается и оливина:

оливин + кварц = ромбический пироксен.

¹ При извержении Везувия в 1906 г. было доставлено на поверхность земли, согласно Фридлиндеру (Friedlender), количество газов и паров, равное 1,75 куб. км жидкой воды, в то время как твердых продуктов было всего 0,25 куб. км, из них только 0,015 куб. км лавы.

Последние три минерала, как мы видели (пп. 65—66), теоретически могут встречаться совместно, что в действительности очень редко и наблюдается.

Остальные три группы минералов: пироксены, амфиболы и биотиты имеют в огромном большинстве случаев видовое — в смысле классификации — значение, причем амфиболы, пироксены и оливины приобретают родовое значение, естественно, в тех породах — бесполевошпатовых и бесфельдшпатитовых, где они составляют главную массу, а также в породах полевошпатовых, богатых ими. По физико-химическим свойствам амфиболы и биотиты стоят близко к плагиоклазам, богатым альбитом, пироксен и оливин — к богатым анортитом.

87. Отсюда становится понятным принцип составления таблицы главнейших изверженных пород (см. в конце книги). В таблице приведены — за исключением фельдшпатитовых — только так называемые **щелочноземельные породы**, составляющие около 99% всех земных пород. **Щелочные породы** (кроме фельдшпатитовых), которые содержат в своем составе щелочные амфиболы и пироксены или только одни щелочные полевые шпаты, выпущены совсем. Эффузивные породы разбиты на две группы, отличающиеся по степени сохранности, что в огромном большинстве случаев соответствует их возрасту. Поэтому породы почти или совершенно свежие называются **кайнотипными** (древнегреческое *καίνος* — новый), породы измененные — **палеотипными** (*παλαιός* — древний). Английские и американские авторы такого разделения не делают. Выделены также **породы жильные** или **схизолиты** (древнегреческое *σχιδζο* — раскалываю, отщепляю), которые надо понимать не в том смысле, что они встречаются *только* в виде жил — *в виде жилы может встретиться любая из пород таблицы* (п. 67в, конец) — а в том, что они являются породами действительно *отщепленными* от главных так сказать, настоящих пород.

Схизолиты разделяются на **асхистовые** (древнегреческое *α* — префикс отрицания), т. е. не отщепленные по своему составу породы, отличающиеся от соответственных пород верхнего ряда таблицы *только* своей гранитпорфировой структурой или мелким зерном, и на **диасхистовые** (*δια* — через, в смысле чрезмерности или совершенства), отличающиеся от главных и по составу и по структуре. Если состав уклоняется в сторону обогащения бесцветными, фельсическими (п. 44) минералами, то получают породы с приставкой **аплит** (*απλοος* — простой), например, сиенит-аплит, диорит-аплит и пр.; если же состав изменяется в сторону обогащения темноцветными, мафическими минералами, то схизолиты называются **лампрофирами** (*λαμπρος* — блестящий). Последние имеют много различных названий.

Главные породы верхнего ряда — до столбца 9-го — помещены в различных строчках, чтобы показать, какой цветной минерал особенно характерен для данной породы — *В₁* (биотит), *А* (амфибол) или *Р* (пироксен).

Как видим, в породах со щелочными полевыми шпатами главным видовым минералом является щелочьсодержащий биотит, а переходя к породам с плагиоклазами, более богатыми анортитом, мы встречаем здесь и мафические минералы с увеличивающимся же количеством СаО в их составе, т. е. сначала амфиболы, а затем пироксены.

Наконец, в таблицу включены и химические характеристики интрузивных пород, причем для аналогов габбро приведены анализы и диабаза и базальта. Внизу приведены так называемые **магматические формулы** (см. ниже п. 89) изверженных пород Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, а также среднее содержание SiO_2 в породах каждого столбца. В формулах первая цифра дает количество RO , вторая цифра — количество SiO_2 ; предполагается при этом, что $\text{R}_2\text{O}_3 = 1$, а отношение дает $\text{R}_2\text{O} : \text{RO}$. Приводимая таблица в своем существе совершенно сходна с той, которая дана выдающимися немецкими петрологами-систематиками Циркелем и Розенбушем. Составленная в конце прошлого столетия, она до сих пор сохранила свою силу.

То, что в 1-м столбце 1-й полосы таблицы обозначено под названием «ясно-зернистые, интрузивные» породы, во всех остальных учебниках петрографии называется **глубинными** породами. Однако такое название неверно уже по одному тому, что многие из этих пород отвердевают иногда на глубине в сотню-другую метров (см. п. 24). Даже название «интрузивные», быть может, в исключительных случаях окажется несоответствующим существу объекта, так как имеются указания, что, например, породы, неотличимые от габбро, встречаются внутри *мощных наземных излияний* (Розенбуш). Совершенно безупречным было бы поэтому вместо «ясно-зернистые, интрузивные» применять термин **гранолиты**, т. е. зернистые (гранит, по-латыни, зерно) породы. Относительно мнимой эффузивной природы многих «эффузивных» пород было сказано (п. 84, второй абзац), так что и для 1-го столбца 2-й полосы следовало бы неверный термин «эффузивные» заменить термином **порфиролиты**. В таблице я оставил всеобщие применяемые названия, хотя они нередко вводят в заблуждение не только неспециалистов.

Объяснения к таблице главнейших магматических пород

88. а) В таблице приведены *наиболее распространенные* магматические породы. Различить их можно во всех случаях только под микроскопом, причем для пород, правда довольно редких, состоящих почти из чистого стекла, приходится прибегать и к частичному химическому анализу для полной уверенности в правильности определения. Макроскопически же далеко не всегда удается с уверенностью отнести породу к тому или иному типу даже в группе I ясно-зернистых пород; это в гораздо большей мере относится к породам жильным и, особенно, эффузивным.

Надо, впрочем, иметь в виду, что макроскопические определения, производимые в поле с помощью лупы, ножа и др., представляют собой только именно полевые определения, имеющие в большинстве случаев целью объединить уже во время полевой работы по возможности одинаковые объекты и разделить отличные. При научной петрографической работе о макроскопическом определении пород не может быть и речи. Это надо прежде всего иметь в виду в отношении нижеприводимых признаков тех или других пород, а также не рекомендуется забывать и того, что признаки эти имеют силу в большинстве случаев только как наиболее часто для данной породы, минерала или группы пород повторяющиеся, например, темных или черных сиенитов почти не бывает, но зато встречаются габбро очень бедные окрашенными минералами. Плакиоглазы в большинстве случаев минералы зеленоватые или белые, но очень редко бывают и красными, подобно существенно калиевым, так называемым ортоклазовым полевым шпатам и т. д.

Различение главнейших породообразующих минералов без микроскопа

б) Полевые шпаты отличаются от других родовых фельзитических минералов — кварца и нефелина — присутствием спайности и потому в изломе обнаруживают часто ровные и блестящие спайные площадочки, в то время как нефелин и особенно кварц дают округленный и неровный, часто раковинчатый излом, напоминающий излом толстого стекла. Друг от друга полевые шпаты вернее всего можно отличить, воспользовавшись их различным строением. Плаггиоклазы весьма часто дают так называемые полисинтетические двойники, которые макроскопически распознаются следующим образом: наклоняя в разные стороны штуф породы, стараются тем самым получить впечатление от различно отражаемых одним цельным зерном полевого шпата лучей, причем в известный благоприятный момент это отдельное зерно распадается на ряд параллельных друг другу полосок, из которых одни будут казаться матовыми или более темными, другие блестящими или более светлыми. Эффект наиболее резок только при одном определенном наклоне поверхности полевошпатового зерна к глазу наблюдателя, вследствие чего и приходится наклонять штуф перед собой в разные стороны — смотреть так, как некоторые любят смотреть бриллиантами. У плаггиоклазов при этом бывает видно несколько полосок, а зерна ортоклазовых полевых шпатов распадаются только на две части, отделенные одна от другой по прямой линии, т. е., как говорят, эти полевые шпаты дают только простые — из двух индивидов — двойники.

Используя хорошую лупу, можно прибегнуть еще к одному способу различения ортоклазов от плаггиоклазов: первые нередко при наблюдении в лупу обнаруживают по поверхности спайных изломов правильные или неправильные мелкие включения плаггио-

клязов, мутные или матовые, в то время когда большая часть излома ортоклазового полевого шпата блестит перед глазом наблюдателя, или, наоборот, блестящие на матовой поверхности Вторичным, но достаточно надежным признаком различения этих полевых шпатов, если они не стекляннопозрачны, является также то, что мутные плагиоклазы в огромном большинстве случаев бывают зеленовато-белыми или белыми, а ортоклазы — красными, буровато-желтыми, светлобурными или буровато-серыми и почти никогда не бывают темными, почти черными, или коричневыми, как плагиоклазы. Стекляннопозрачные полевые шпаты наблюдаются во вкрапленниках кайнотипных эффузивных пород и называются **микротинами**.

Нефелин никогда не дает, в противоположность кварцу, резкого раковинчатого излома, в породах не кайнотипных бывает мутным, грязных желтоватых, красноватых, зеленоватых и синесерых цветов, с жирным блеском, отсутствующим у кварца. От последнего отличается по твердости (5,5—6, у кварца 7) и по разложению кислотами. В гранитовых породах кварц достаточно часто бывает серым и выглядит подобно, так сказать, округлым стекляшкам, вкрапленным в породу. В сильно смятых горообразовательными процессами породах кварц теряет этот свой стеклянный вид, делается белым и матовым, так что он не всегда отличим в таких породах от полевых шпатов.

Из мафических минералов легче всего выделить от остальных темную слюду или биотит. От пластинок, обычно бурых или черных, иногда с бронзовым оттенком, легко отковыриваются кончиком ножа еще более тонкие, легко режущиеся ножом пластиночки, обладающие гибкостью.

Очень важный, в смысле частой связи заключающих его интрузивных пород с рудными месторождениями, минерал оливин, родовой минерал для базальтов и перидотитов, далеко не всегда можно отличить даже с помощью лупы. Вследствие отсутствия спайности он имеет такой же неровный, раковинчатый излом, как и кварц, но окрашен в оливково-зеленый, желто-зеленый или почти черный цвет.

Наконец, два остальных важных породообразующих мафических минерала амфибол и пироксен, легко отличаясь от двух первых — по твердости от биотита (не режутся ножом) и присутствием спайности от оливина, далеко не всегда могут быть отличены друг от друга даже под лупой. Для обоих весьма характерны блестящие и ровные спайные изломы, причем у пироксенов трещины спайности пересекаются под прямым углом, благодаря чему иногда можно заметить, что в изломе получают формы, напоминающие в миниатюре лестнички (каменные, постоянные, а не приставные); у роговых обманок плоскости спайности пересекаются под косым углом около 60° , и формы, получающиеся в изломе, не являются прямоугольными. Роговые обманки часто бывают столбчатыми с 6-угольными поперечными разрезами и

имеют зелено-черный цвет; столбики у пироксенов короткие с 8-угольными поперечными разрезами, темнозеленые или же бурые, иногда с металлическим блеском. Для отличия диоритов (пород роговообманковых — см. таблицу) от габбро руководствуются в таких случаях обычными признаками пород как таковых, т. е. обычно более темным цветом габбро.

Различение главнейших магматических пород без микроскопа

в) **Граниты и сиениты**¹, различающиеся макроскопически только по отсутствию кварца во вторых (в гранитах кварца должно быть не менее 20%), представляют собой породы *светлоокрашенные* красного, розового, буроватого, желтого, светло-серого, иногда серовато-белого, почти никогда зеленовато-белого цвета, с *небольшим* (не более 10%) количеством *темноцветных, мафических, минералов*, очертания которых легко улавливаются невооруженным даже лупой глазом. *Гранодиориты и кварцевые диориты* отличить от гранитов макроскопически почти невозможно, поэтому их в поле часто и не разделяют, называя гранитоидами. Необходимо иметь в виду, что в гранитах темных минералов не более 5—10%, но лучше породы светлоокрашенные с зеленовато-белыми (исключительно) полевыми шпатами и кварцем называть **кварцевыми диоритами**, а те, в которых наряду с этими двумя фельсическими минералами встречаются кое-где и розоватые, желтоватые и красноватые полевые шпаты, относить к гранодиоритам, если в этих гранитового вида породах окрашенных минералов около или более 10%.

Диориты содержат обычно не менее 15—20% окрашенных минералов, в числе которых находятся зеленовато-черные призмочки роговой обманки и часто также темнобурые блестящие листочки биотита. Общая окраска породы пестрая или темная; почти всегда полевые шпаты светлые, зеленоватые. В противоположность кварцевым диоритам, диориты кварца не содержат.

Габбро — также обычно темные породы, в которых имеются светлорубые призмы и зерна пироксенов с металлоидным блеском. В то время как диориты, содержащие большей частью 15—20% мафических минералов, по преимуществу пестрые, габбро, содержащие обычно около 50% темноцветных компонентов, являются породами темными, буровато- или зеленовато-темносерыми или черными. В габбро очень редко присутствует легко распознаваемый биотит, и поэтому одно только присутствие его в темной породе заставляет относить ее в поле к диоритам. Двойниковые полоски у плагиоклазов здесь обычно толстые. Плагиоклазы часто бывают темными, но просвечивают в краях.

Монцониты являются по существу габбро-сиенитами, и при не-

¹ Состав пород виден из таблицы; например, габбро — порода плагиоклазовая, с пироксеном (третья строчка группы I, вначале слева стоит «Р» — пироксен); монцонит — порода из плагиоклаза, ортоклаза, амфибола и пироксена (занимает вторую и третью строчки) и т. д.

ясном проявлении под лупой ортоклазовых полевых шпатов вероятнее всего будут относимы неспециалистами к диоритам или габбро.

Нефелиновые сиениты отличаются от сиенитов наличием нефелина.

Басполевошпатовые интрузивные породы отличаются отсутствием полевых шпатов. Зелено-черные и бурые с металлическим блеском, более светлые, породы относятся соответственно к **горнблендитам** и **пироксенитам**, а типичные **дуниты** — очень важные породы в смысле возможности нахождения в них платины (брать непременно большие образцы) — отличаются желто- или оливково-зеленым цветом и с выветрелой поверхности бывают покрыты желто-бурой тонкой коркой выветривания.

г) Все породы I группы должны быть яснозернистыми, часто средне- и крупнозернистыми, с гипидиоморфнозернистой структурой, что при достаточном навыке легко позволяет отличать большинство их друг от друга. Этого далеко нельзя сказать об эффузивных породах II группы. Здесь и специалисты нередко ошибочно определяют породы без помощи микроскопа, так как плотная или весьма мелкозернистая основная масса этих порфировых пород не может быть определена без помощи сильных и сильнейших увеличений, получаемых только при изучении шлифов под микроскопом. Больше того, иногда бывает невозможно отличить порфирит или порфир от соответственного туфа или даже мелкозернистого песчаника. Порфировые вкрапленники здесь часто бывают так малы, что и они остаются в поле нераспознаваемыми, так что часто бывает неизвестно, кварцевый или бескварцевый порфир, липарит или трахит находится перед исследователем. Две большие подгруппы пород II группы имеют следующие различия. *Кайноитипные* породы содержат водянопрозрачные, стекловидные, полевошпатовые вкрапленники (основная масса неразличима), бесцветные или восково-желтые, имеют шероховатый, вследствие мелкой пористости, на ощупь излом и однородную (без пятен, потеков, ржавчины) окраску основной массы. *Палеотипные* породы имеют всегда плотную, от разложения, основную массу, часто неравномерно окрашенную, причем полевошпатовые вкрапленники здесь мутные и окрашенные. При этом породы 1 и 2, а частью 3 и 4 столбцов чаще всего светлоокрашены в белые, желтоватые и желтые, розовые и красные (палеогипновые) цвета, в то время как для остальных характерны (но, конечно, не всегда; бывают, например, белые андезиты) серые, темносерые, шоколадные, зеленые разной густоты и оттенков и черные цвета. В частности, **кварцевые порфиры** и **липариты** отличаются от **ортофиров** и **трахитов** только наличием (в первых двух) вкрапленников кварца, выглядящих наподобие стекляшек на фоне основной массы. Породы 3 и 4 столбцов макроскопически нельзя почти выделить, и их в поле относят к породам то предыдущих, то последующих столбцов.

Андезиты и базальты — породы серые, темносерые или черные, шероховатые на ощупь, причем в базальтах должны быть заметны в лупу оливковые вкрапленники, иначе этих двух пород в поле отличить нельзя. **Порфириты** с темнозеленой или шоколадно-бурой основной массой имеют зеленовато-белые или реже белые (изредка и буроватые) полевшпатовые вкрапленники наряду с темноцветными; **мелафиры** — это буро-черные порфириты с ржавыми вкрапленниками и часто с миндалинками, а **диабазы** — мелко- иногда среднезернистые породы, в которых на темном зеленоватом фоне, большей частью не расчленяемом глазом, видны белые или чаще зеленовато-белые удлиненные прямоугольнички, брусочки плагиоклазов. **Фонолиты** — породы с серой или серой с буроватым оттенком основной массой, в которой можно заметить в лупу округлые или толстопрямоугольные разрезы соответственно изометричных лейцитов или толстотаблитчатых нефелинов. Наконец, **пикриты, лимбургиты и авгиты** черные или зеленовато-черные породы с большим (см. таблицу) *удельным весом*, пользуясь которым, можно и в других случаях избежать грубых ошибок.

д) Что касается схизолитов — III группа, то асхистовые можно различать на основании вышесказанного, а из диасхистовых легко выделяются пегматиты, имеющие крупное зерно и бросающуюся в глаза письменную или пегматитовую структуру. С пегматитами часто бывают связаны полезные ископаемые (драгоценные камни, слюда, редкоземельные минералы и пр.), и поэтому необходимо следить за составом этих пород. Особенно распространены гранитовые пегматиты, состоящие из кварца и существенно-калиевого полевого шпата, находящихся во взаимном прорастании. Вообще же пегматитами часто называют крупно- и гигантозернистые породы, образующие обыкновенно неправильные пятна среди своих аналогов I группы или пересекающие последние в виде жил, часто неправильных. *Каждой породе I группы соответствует свой схизолитовый аналог*, например, *сиенит-пегматит, габбро-пегматит* и т. д.

Так же связаны со своими аналогами и **аплиты**, мелкозернистые сахаровидные по структуре породы, лишенные или почти лишенные фенокристов. От своих интрузивных аналогов, пересекаемых ими в виде жил, аплиты отличаются, кроме мелкой панидиоморфной структуры, гораздо меньшим содержанием темноцветных компонентов, так что *гранит- и сиенит-аплиты* почти лишены мафических минералов, *габбро-аплиты* содержат их в два-три раза меньше, чем само габбро, и т. п. В связи с мелкозернистостью аплитов часто возникают большие затруднения при их полевом определении.

Наконец, **лампрофиры** представляют собой антиподы аплитов, будучи, наоборот, сильно обогащены темноцветными компонентами — биотитом, амфиболом или пироксеном, по сравнению со своими аналогами из I группы. Породы эти, так же как аплиты,

мелкозернисты, почти без вкрапленников, а если и содержат фенокристы, то последние обычно представлены мафическими минералами. Это породы красно-, темно- или черно-бурые, иногда черные, часто зеленые, с различной густоты и оттенков окраской. Вследствие богатства легко разлагаемыми темноцветными компонентами лампрофиры часто вскипают с соляной кислотой. Залегают они почти исключительно в виде жил в материнских породах или недалеко от них в окружающих последние породы.

Химическая характеристика составов магматических пород

89. Выше (п. 78) было указано, что для химической характеристики горных пород совершенно необходимо определение девяти главных окислов (табл. п. 9). Только такие анализы Уошингтон считает анализами высокого качества (superior), причем общая сумма всех этих окислов, определяемых независимо друг от друга, должна находиться в пределах 98,5 и 101,75%. Количество воды определяется в виде двух величин, обозначаемых символически $H_2O +$ (связанная вода) и $H_2O -$ (гигроскопическая вода). Совместно с количеством CO_2 вся вода дает *потерю при прокаливании*. Анализ породы является исходным пунктом всех дальнейших классификаций *химических составов* горных пород, но, конечно, *не магм*, давших эти породы и имевших неизвестный для нас химический состав. Таких классификаций в настоящее время существует больше десятка, и применение некоторых из них ограничивается кругом лиц, состоящих иногда только из самого автора.

В Советском Союзе — и также в Италии — пользовался довольно широким распространением один из принципиально отличных от многих других способов пересчета анализов метод Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Это метод *чисто химической характеристики и классификации* является неоспоримо простым (правда, в ущерб полноте) и состоит в том, что процентный состав породы перечисляется на 100, причем предварительно из анализа вычитаются количества H_2O , TiO_2 , CO_2 , P_2O_5 , Cl , F , ZrO_2 и т. п. с соответственным количеством оснований при вычитании кислотных окислов; например, при вычете CO_2 и P_2O_5 вычитаются соответствующие количества CaO , связанные с CO_2 и P_2O_5 в молекулах кальцита и апатита. Получаются, таким образом, восемь главных окислов, составляющие в сумме 100%. Разделив весовое количество окисла на его молекулярный вес (для SiO_2 , например, $28,3(Si) + 2 \times 16(O) = 60,3$; для $CaO - 40,1(Ca) + 16(O) = 56,1$, и т. д.), получаем молекулярные эквиваленты каждого окисла, которые затем соединяются в три группы $SiO_2, R_2O_3 = (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ и $\overline{RO} = (CaO, MgO, FeO, Na_2O, K_2O)$. Таким образом, получается формула, неправильно называемая магматической, в виде: $m\overline{RO} : nR_2O_3 : pSiO_2 = \frac{m}{n} \overline{RO} : R_2O_3 : \frac{p}{n} SiO_2$, к

которой присоединяется еще отношение $R_2O : RO$. Такое представление очень удобно иллюстрировать на плоскостной диаграмме. Несколько иную, но принципиально не отличающуюся характеристику дал позднее и Е. С. Федоров, разделивший окислы на четыре группы $aR_2O : bR_2O_2 : cR_2O_3 : dR_2O_4$.

Почти все остальные классификации построены на другом более сложном способе подсчета, при котором состав породы представляется не в окислах, а в той или иной их комбинации, приуроченной к молекулам, входящим в породообразующие минералы. При этом некоторые авторы доходят до того, что для такой якобы химико-минералогической классификации вместо восьми окислов породы предлагают чуть ли не двенадцать (!) чисел, получаемых комбинированием этих окислов.

[Главным недостатком системы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга является группировка окислов по их химическому типу, коренным образом отличающаяся от группировки окислов в важнейших породообразующих минералах.

Учитывая это обстоятельство, а также опыт различных других систем пересчетов, А. Н. Заварицкий построил новую, более обоснованную систему, используя которую для графического сравнения химических анализов пород, ему удалось выяснить важные закономерности и создать новую отрасль науки — петрохимию. Основная числовая характеристика выражается, по Заварицкому, отношением четырех чисел — $a : c : b : s$, сумма которых равняется 100. Здесь a — относительное число атомов щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты с атомами Al; c — относительное число атомов кальция, которые могут войти в алюмосиликаты (в сочетании $CaAl_2$); b — относительное число всех остальных металлических атомов, принимающих участие главным образом в строении решеток простых силикатов, т. е. фемических минералов; s — относительное число атомов кремния. Так как мы имеем здесь по существу три отношения, характеристика каждой породы может быть изображена точкой в пространственных координатах, что позволяет сравнивать основные особенности химического состава пород. Кроме того, некоторые второстепенные отношения дают так называемые дополнительные характеристики, изображаемые при помощи векторов. Пересчеты по методу А. Н. Заварицкого сейчас широко используются в нашей петрографической литературе.]

Внизу таблицы, приведенной в конце книги, дана, как указывалось, классификация Ю. Ф. Левинсон-Лессинга, составленная автором на основании данных, собранных Дэли. Химические составы эффузивных пород несколько отличаются от соответственных интрузивных, стоящих в том же столбце: 1) повышенным по сравнению с последними количеством SiO_2 и щелочей и 2) пониженным содержанием щелочных земель. Но это — вообще говоря; в частных же случаях какой-либо липарит может гораздо менее отличаться в химическом отношении от среднего гранита, чем отли-

чается от последнего отдельный представитель из группы самих гранитов. Такое различие в общих чертах между интрузивными и эффузивными породами одного и того же семейства или клана легко объясняется тем, что из эффузивных пород выносятся гораздо больше материала в воздух, чем из интрузивных в окружающие породы. Другие предполагают, что такое различие обусловлено опусканием в огненно-жидкой магне более тяжелых и обычно ранее выделяющихся темноцветных компонентов. Однако это объяснение едва ли является правильным.

Распространение различных типов пород

90. Что касается распространенности различных типов изверженных пород, отмеченных в таблице в конце книги, то приблизительные подсчеты, произведенные Дэли при допущении, что числа относительных количеств различных пород Европы, Северной Америки и Канады сохраняют свою силу для всей земли, заставляют этого ученого предполагать что:

1) среди видимых интрузивных пород земной поверхности граниты и гранодиориты покрывают в двадцать раз большую площадь, чем все остальные породы, вместе взятые;

2) среди видимых эффузивных пород базальты имеют в пять раз больший объем, чем все остальные взятые вместе, а базальты и пироксеновые андезиты по меньшей мере в 50 раз больший объем;

3) объем всех вместе взятых щелочных пород составляет, вероятно, менее 1% от всей суммы изверженных пород; отсюда понятно, что средний состав всех изверженных пород (см. п. 9, таблицу, столбец а) весьма близок, как указывали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Дэли, к средней из гранита и базальта.

Причины разнообразия (учение о дифференциации) изверженных горных пород

91. В конце п. 89 была указана возможная причина различия в химическом составе (и, конечно, минералогическом) между эффузивными и соответственными интрузивными породами. Это только часть большого вопроса о причинах появления различных по составу пород на земной поверхности, т. е. вопроса о **дифференциации магмы** в широком смысле. По этому вопросу среди петрологов нет согласия, и, наоборот, часто среди петрологов одной и той же страны и даже одной и той же специализации существуют по вопросу о дифференциации совершенно противоположные мнения. Одни предполагают, что должно в этом отношении исходить из одной магмы, базальтовой. Другие считают такой подход — и это правильнее всего — совершенно недоказанным и исходят, как из необходимой предпосылки, из двух магм — гранито-гранодиоритовой и андезито-базальтовой, действительно отвечающих двум наиболее распространенным группам пород. Наконец,

третьи отвергают и «монизм» первых и «дуализм» вторых, придерживаясь «полистической» точки зрения¹. Если различны у разных ученых исходные магмы, то столь же несходными рисуются ими и те процессы, которые приводят к дальнейшему разнообразию пород. Одни приписывают причину такого различия постепенному, вместе с кристаллизацией магмы, погружению, в силу действия тяжести, выделениями вначале более тяжелых, чем остающаяся магма, минералов — **гравитационно-кристаллизационная гипотеза** (латинское *gravitas* — сила тяжести). Другие полагают, что дифференциация протекает в гомогенно-жидкой фазе вследствие разделения магмы при понижении температуры на несмешивающиеся жидкие фазы — **ликвационная гипотеза**, причем такая ликвация (*liquor* — жидкость) происходит или сама по себе или вследствие вплавления в огненно-жидкую магму посторонних масс — **синтектически-ликвационная гипотеза** (*syntekto* — сплавление). Многие видят причину разнообразия пород в возможности вплавления, ассимиляции (буквально — уподобления) больших количеств посторонних пород в огненно-жидкую магму — **ассимиляционная гипотеза**. Наконец, некоторые приписывают большое значение в отношении дифференциации влиянию газов, паров и, вообще, флюидов, находящихся в магме, и т. д.

Все это показывает, что для решения данного вопроса еще не наступило время вследствие недостаточности фактических данных. Надо иметь в виду, что почти не проведены эксперименты с какими-либо иными силикатовыми сплавами, кроме сухих. Мы еще не можем совершенно однозначно решать вопрос о порядке выделения минералов. Наконец, не так непонятен, в конце концов, факт разнообразия горных пород, как, наоборот, то, что в некоторых гранитных массивах иногда приходится идти километры и десятки километров, а порода остается настолько постоянной, что даже номера плагиоклазов не меняются. Химические составы покровных базальтов Прибайкалья оказываются иногда совершенно тождественными, другими словами, отличаются не больше, чем в двух смежных кусках одного большого образца, несмотря на то, что образцы их взяты в пунктах, отдаленных друг от друга на десятки километров. Две указанные породы резко отличаются по происхождению — первая интрузивная, вторая представляет собой лаву, и здесь вопрос стоит не о причинах дифференциации, а об обстоятельствах, могущих обусловить такое *однообразие*. Становится во всяком случае понятным факт наибольшей распространенности этих двух типов пород, как пород очень постоянных и потому чаще других встречающихся.

¹ «Монизм», «дуализм» я ставлю в кавычки, так как ничего общего с общепризнанным философским принципом монизма указываемые точки зрения не имеют. Базальт вовсе не является первичной субстанцией, которой манипулируют различные школы философов, а представляет собой сложнейшее тело, имеющее свою длинную историю.

Петрографические провинции и магматические циклы

92. Вопрос о дифференциации магмы тесно связан с другой петрогенетической проблемой — с вопросом о петрографических провинциях. **Петрографическая провинция** представляет собой совокупность разновозрастных в геологическом смысле пород определенной местности, связанных сходными, родственными чертами химического и минералогического состава. В одноименных, а также и различных породах такой провинции наблюдаются обыкновенно или постоянно повторяющиеся редкие минералы или постоянно повторяющиеся особые свойства обычных минералов, причем химические составы различных пород *плавно* изменяются, обнаруживая при этом постоянно же повторяющиеся от одной породы к другой особенности их химизма. Наиболее убедительными признаками сходства минералогического состава является, конечно, появление одних и тех же *редких* и *редчайших* минералов, далеко не всегда встречающихся в одноименных породах земного шара. Так как такие минералы находятся в совершенно незначительных количествах, определяемых ничтожными долями процента, то исследования в этом направлении должны вестись — для получения наиболее убедительных доказательств — не над обыкновенными шлифами, в которых мы имеем перед собой всего около $50 \times 0,03 = 1,5$ куб. мм породы, а над тяжелыми порциями (п. 80), получаемыми из кусков породы не менее 60—100 г весом.

Некоторые редкие оптические особенности обыкновенных минералов также служат достаточно убедительным доказательством происхождения пород, заключающих их, из одного магматического очага. Что касается химических особенностей, то наиболее убедительным доказательством сродства является, конечно, нахождение *редких* для пород данного типа *элементов*. Например, в базальтах о-вов Гавайи найдена в виде следов примесь молибдена — элемента, характерного для гранитов, но ни в коем случае не для базальтов, и т. п. Здесь, как указывалось (п. 78), не столько убедительна количественная, как *качественная химическая* характеристика породы. Количество анализов из пород одной местности редко бывает достаточным, чтобы вышеупомянутая плавность в изменении химических составов была объективно доказана. Наиболее убедительным является в этом отношении линейное расположение точек анализов (провинция Катмай на Аляске).

[Особенно показательны диаграммы, построенные по методу А. Н. Заварицкого (см. п. 89), приведенные им (см. «Введение в петрохимию изверженных пород», 2-е издание, 1950) для всех важнейших комплексов молодых вулканических пород. Эти диаграммы, с одной стороны, позволяют изучать закономерности изменения химического состава лав во времени, с другой стороны, — выделять характерные типы ассоциаций и сравнивать их между собой.]

Петрографическая провинция ограничена, как указывалось, не только *пространством*, но и *временем*. Поэтому может наблюдаться, что в одной и той же местности сначала имела место щелочно-земельная, а затем щелочная провинция изверженных пород: **магматические циклы** могут меняться. Наличие петрографических провинций показывает, что очаги магмы разьединены и что с распределением горных пород во времени и пространстве лучше всего согласуется гипотеза Штюбеля о периферических очагах, находящихся внутри коры отдельно друг от друга и доставляющих материал для того, что мы называем петрографическими провинциями. Здесь же необходимо упомянуть, что магматические циклы, как на это указал впервые Гаркер (A. Harker), повторяются с особенным постоянством и притом так, что сначала появляются эффузивные породы, затем идут массы больших интрузий, и цикл обыкновенно заканчивается малыми интрузивными телами типа небольших лакколитов, жил, силлей и пр. Это легко связывается геологически с наибольшей интенсивностью начальных процессов магматической деятельности, имеющих силу пробить пути до поверхности земли и постепенным их ослаблением вместе с одновременной закупоркой всех путей для перемещения больших масс магмы.

93—106. ПЕТРОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Источники осадочных пород и признаки осадочного происхождения

93. Как указывалось в самом начале (п. 5), осадочные породы представляют собой породы *вторичные* или *третичные* и т. д., происшедшие из готовых уже пород, изверженных, осадочных и метаморфических, при выветривании последних, т. е. при химическом или механическом их разложении. Если изверженные породы образуются при участии *эндогенных* агентов, зависящих от *внутриземного* тепла, путем непосредственного отвердевания огненно-жидких масс, то осадочные породы, наоборот, являются продуктами *внешних*, *экзогенных*, динамических агентов и образуются при обыкновенной температуре.

Об осадочном происхождении изучаемых пород мы делаем заключение: 1) по их геологическим признакам — слоистость или стратификация, условия залегания; 2) по сравнению их с современными осадочными образованиями, получающимися на поверхности земли в реках, озерах и морях на наших глазах (актуалистический принцип — пп. 82, 83); 3) по текстурным и структурным их особенностям, совершенно отличным (см. выше) от изверженных пород, 4) по их составу, поскольку последний в подавляющем количестве случаев совершенно отличается от состава изверженных пород, и, наконец, 5) по присутствию в них большего или меньшего количества растительных или животных остатков.

Подобно изверженным, осадочные породы образуются различными путями, и генезис, а также связанную с ним классификацию осадочных пород лучше всего опять-таки представить в таблице (см. ниже). Последовательные процессы, приводящие к образованию горных пород, представлены в этой таблице оконтуренными, а получающиеся последовательно продукты оставлены без рамок. Как и в случае изверженных пород, в таблице приведены главнейшие осадочные породы. Дальнейшие пояснения и добавления следуют за таблицей, причем каждому разделу, а, б... последней соответствуют буквенные заголовки нижеследующих пунктов.

94. Таблица главнейших осадочных горных пород

(см. стр. 92—93)

Выветривание исходных пород

95. а. Выветривание физическое действует, с одной стороны, само по себе, приводя породы сначала к растрескиванию, а затем в течение геологических времен и к разрыхлению, а, с другой стороны, подготавливает породы к дальнейшему, уже химическому выветриванию. Механическое действие физического выветривания становится понятным из следующего. Вследствие суточного колебания температуры (в пустынях оно доходит почти до 100°) породы то расширяются при повышении температуры, то сжимаются при ее понижении. Если уже один этот эффект в течение геологических времен может дать ощутимые результаты, то резкость последних станет еще более понятной из того, что породы представляют собой *агрегаты* минералов, а не цельные массы. Дело в том, что различные минералы, во-первых, обладают весьма различными коэффициентами расширения, а, во-вторых, в очень различной мере поглощают тепло солнечных лучей — черные и, вообще, темнее окрашенные сильнее, светлые гораздо слабее — по разному, следовательно, разогреваясь и расширяясь. Такое *дифференциальное* расширение, если прибавить сюда еще один минерал — воду всюду присутствующей влажности, еще резче усиливает разрыхление породы. Особенно ясен эффект дифференциальных напряжений в умеренном, достаточно влажном климате, где огромную работу в рассматриваемом направлении производит мороз. Кроме всего вышесказанного, надо еще принять во внимание колоссальную механическую работу воды, если иметь в виду, что ежегодно на земную поверхность нашей планеты низвергается около полумиллиона кубических километров воды, производящей достаточный механический эффект своим падением с высоты.

Механическое действие физического выветривания прослеживается иногда на глубину 40—60 м: на высоких плато Калабрии (Италия) такая стойкая порода, как гранит, разрыхляется на указанную только что глубину, оставаясь свежей в кусочках и давая

94. Таблица главнейших осадочных горных пород

Исходные горные породы — магматические, осадочные или метаморфические

а

Выветривание — физическое, химическое и органическое, т. е. А) разрыхление, дезинтеграция и разложение с образованием
Б) растворов

б

А. Обломочный, рыхлый материал

Б. Растворы солей

в

Отложение на месте или очень незначительная транспортировка; просачивание растворов

Перенос, транспорт водой, ветром, льдом как рыхлого материала, так и в растворенном в воде состоянии, и отложение механическое (обломков) или химическое (из растворов)

Г. Элювиальные осадочные образования

Г-1. Водные (морские, озерные, речные), ледниковые, или гляциальные, и воздушные, или эоловые, осадочные образования

Дейтогенные, обломочные или кластические, образованные в основном из обломочного материала А.

Протогенные, образованные материалом, осажденным из растворов Б: 1) или химически вследствие пересыщения этих растворов — химические, или 2) извлеченные и осажденные органически — органические; в результате жизнедеятельности животных — зоогенные и растений — фитогенные.

2. Протогенные

1. Действующие или кластические

Минерогенные Органогенные Микстогенные
(смешанные)

Песчистые поперечн. > 2 мм	Пески, гравий и глыбы	Пески от 20 до 0,05 мм	Пелиты < 0,05 мм	Химические	Органи- ческие
Округлые: валуны, галыки, булыжники	Угловатые: глыбы, щебень, гравий	Пески, гру- бы 1—2 мм, крупные 0,5—1 мм, средние 0,25—0,5 мм, мелкие— 0,1—0,25 мм; весьма мел- кие—0,05— 0,1 мм	Глины, илы (часть ла- терит)	Галиты (со- ли). Ферриты (железные соединения). Карбонаты. Силицаты (кремнистые)	Карбонато- вые. Фосфа- товые. Угли. Железные. Кремнистые. Нефти и т. п.

д. Д и а г е н е з и с

е. Соответственные осадочные породы

Конгломераты (округ- лые). Брекчии (угловатые)	Песчаники (грубые, крупные, и т. д., соответст- венно оса- дочным об- разованиям)	Глинистые сланцы. Склеропили- ты (без слон- стости и сланцевато- сти)	Каменная соль. Гипс. Ангидрит и т. д. Железные руды. Кар- бонатые породы. Кремнистые породы	Карбонато- вые породы (главнейшие известняки и доломиты). Фосфориты. Каменные угли и антра- циты. Желез- ные руды. Кремнистые породы
1. Глинистые сланцы, склеропи- литы, аркозовые песчаники, песчаники (также базальные конгломераты, брек- чии), а также промежуточные по зер- ну и составу образования, например песчано-глинистые сланцы и глини- стые песчаники				
2. Каолиниты, латериты, бокситы, железные руды				

1. Остаточные глыбы, почвы, ар-
козы, пески и промежуточные обра-
зования—суглинки и супеси

2. Каолины (очень редко), лате-
ритовые, бокситовые и железорудные
образования

огромные массы рыхлого материала, ждущего только небольшого изменения рельефа, чтобы разнестись атмосферными водами на большие пространства.

Как только что указывалось, разрыхляя породу, физическое выветривание усиливает действие химических агентов, так как путем разрыхления увеличивается поверхность соприкосновения породы с этими агентами. Раскалывая большой кусочек на мелкие, мы затрачиваем известную работу. Часть последней превращается в тепло, а другая часть (работа, как известно, не исчезает) должна, очевидно, увеличивать энергию системы; поэтому вместе с увеличением поверхности системы увеличивается и ее энергия, энергия всякая, в том числе и химическая. От такого размельчения зависит, между прочим, и поглотительная способность коллоидальных, т. е. тончайше распыленных систем. Удалось наблюдать, что частицы полевых шпатов менее 0,002 мм в поперечнике постепенно и полностью растворяются в слегка подкисленной воде. Прямыми наблюдениями доказано, что каолины, образование которых почти исключительно связано с поствулканическими явлениями, могут получиться и путем химического (органическими кислотами) выветривания, если физическое выветривание достаточно сильно размельчило породу (для гораздо более энергичных, чем воды подземной и наземной циркуляции, поствулканических растворов такое тонкое раздробление не обязательно).

Химическое выветривание представляется явлением гораздо более понятным по своим результатам, чем физическое. На земной поверхности оно производится водными растворами, тем полумиллионом кубических километров воды, которая, падая в виде атмосферных осадков на земную поверхность, производит, очевидно, не только механическую работу. Абсолютно нерастворимых в воде веществ не имеется. Еще в первой половине прошлого столетия узнали, что даже дистиллированная вода растворяет силикаты в количестве, химически обнаруживаемом. Вода же с растворенными в ней веществами является в десятки раз более сильным растворителем, и в воде океанов находятся, например, в растворенном виде такие элементы, как марганец, никель, кобальт, цинк, свинец, медь, серебро, золото, радий и др. Активирующими являются вещества, заимствуемые водой из атмосферы и из поверхностных слоев земли. Самое обычное и эффективное вещество — углекислота CO_2 также извлекается из атмосферы и из органических веществ (продуктов их распада) на поверхности земли. Остальные растворенные в воде вещества, за исключением кислорода, идущего на окисление, играют совершенно ничтожную роль (азотная кислота, аммоний и т. п.); даже гумусовые кислоты, по мнению некоторых, активизируют воду лишь постольку, поскольку при их образовании получается одновременно и углекислота. Для указания на активизирующую роль последней достаточно сказать, что в то время как чистая вода растворяет углекислую известь в количестве 1 части по весу на

10 800 частей воды, растворимость этого же вещества (служащего главной массой известняков) в воде, содержащей углекислоту, повышается в 30—40 раз; на глубине растворяющая сила повышается еще в большей мере. Если теперь принять во внимание вышеприведенное количество (500 000 куб. км) падающей на поверхность земли воды, то, имея в виду даже ничтожную растворяющую силу ее, можно понять, какую огромную химическую работу она производит: по данным Кларка (F. W. Clarke), на каждый квадратный километр земной поверхности ежегодно растворяется 26,4 т различных веществ, что в общей совокупности дает 2 735 000 000 метрических тонн веществ, выносимых ежегодно в океан всеми реками.

Наконец, **органическое выветривание** действует и физически (разрыхляющее действие животных и растений) и химически, помогая немало первым двум агентам выветривания.

Получение обломочного материала и растворов

96. б. А) Получающийся в результате выветривания **обломочный материал** — «А» таблицы — может состоять, в зависимости от величины обломков, из самых различных минералов и даже совокупности последних, т. е. кусков различных пород или их частей. По мере же обработки соответствующими агентами (водой, ветром, льдом и пр.) кластический материал неизбежно измельчается, вместе с чем неизбежно же, как мы видели (см. п. 94а, 2-й абзац), увеличивается растворимость всех минералов. Отсюда понятно, что чем мельче обломочный, кластический материал, тем меньше в нем сохраняется малостойких, сравнительно легко растворимых минералов, т. е. из минералов наиболее распространенных (см. п. 42) — мафических минералов, основных и промежуточных плагиоклазов, фельдшпатидов и пр. Одновременно происходит обогащение измельченного материала минералами стойкими в воде и на земной поверхности, т. е., если взять наиболее распространенные минералы или продукты их распада, — *кварцем, бесцветной слюдой, щелочными полевыми шпатами*, вторичными кристаллическими и аморфными водными силикатами глинозема — *глинистыми минералами и частью каолином*; здесь же можно упомянуть из примесей *водные окислы железа, частью магнетит* (очень трудно растворимый в обычных условиях железистый минерал), апатит, рутил, турмалин, циркон и пр., причем эти минералы, и особенно последние четыре, являются, вообще говоря, только незначительными примесями и в осадочных породах.

б. Б) **Растворы солей** — «Б» таблицы — получают путем расложения менее стойких минералов, из которых мафические разлагаются, вообще говоря, легче чем фельзические, а из последних щелочно-известковые полевые шпаты легче, чем щелочные. Кварц, самый стойкий из наиболее распространенных минералов, почти нерастворим, так что весь кремнезем, растворенный в водах поверхностного происхождения, происходит в подавляющей своей

массе путем разложения силикатов, а не кварца. Понятно, что растворимость зависит от пород местности, их состояния, от большего или меньшего количества растительных покровов, из которых извлекается наиболее активизирующая воду углекислота, и многих других причин, но вообще можно сказать, что *легче всего* поверхностными водами извлекается в раствор известь CaO , а затем Na_2O , K_2O , FeO , MgO и т. д. *Труднее всего* переходит в раствор в интересующих нас условиях Al_2O_3 и Fe_2O_3 , окислы, которые Лейс и Мид (С. К. Leith and W. J. Mead) называют сосудами, переносящими в круговороте времен все остальные окислы изнутри земли на ее поверхность и обратно путем последовательных реакций разложения обменного разложения, соединения нового растворения и т. д. В ниже приведенной таблице указаны вещества, неорганические растворенные — средние мировые величины по Кларку (Clarke) — в реках (озерах) и океане. Столбец «соленость» дает количество растворенного неорганического вещества на миллион весовых частей воды, причем для рек приведены наиболее часто встречающиеся цифры; как только что указывалось, растворимость связана с очень многими обстоятельствами, и соленость рек колеблется резко — от 10 до 1000 и выше — не только в различных реках, но и в различных частях одной и той же реки, и в разные времена года. Относительное количество кремнезема 11,67 для рек, вероятно, сильно преувеличено, как полагает Кларк; быть может, преувеличена также и величина 12,14 для SO_4 ; величина для SiO_2 в океанах (0,0002—0,0005%) дает процентное содержание SiO_2 , растворенного в морской воде. Вещества в количестве менее 0,01% опущены.

Относительные количества растворенных веществ в водах

	CO_3	SO_4	Cl	NO_3	Ca	Mg	Na
Реки	35,15	12,14	5,68	0,90	20,39	3,41	5,79
Океаны	0,207	7,692	55,292	—	1,197	3,725	30,593

	K	$(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3$	SiO_2	Br	Σ	Соленость
Реки	2 12	2,75	11,67	—	100	50—200
Океаны	1,106	—	(0,0002—5%)	0,188	100	33010—37370

При сравнении цифр таблицы сразу бросаются в глаза резкие различия в числах для одного и того же вещества в водах рек и океанов, меж тем как совершенно очевидно, что *часть* воды океанов приносилась в течение геологических времен реками. Другая *часть*

морской воды должна быть отнесена на счет той первоначальной воды, которая конденсировалась из паров первичной атмосферы, окружавшей еще раскаленную землю, после соответствующего охлаждения этой атмосферы. Наконец, еще *часть* океанических вод образована и образуется в настоящее время ювенильными, постагматическими водами, доставляемыми вулканическими извержениями на дне и по берегам морей и океанов. Указанным обстоятельством объясняются различия в количестве Cl и Na ($NaCl$). Резкое различие в количествах CO_2 и соответственно CaO легко объясняется жизнедеятельностью животных и растений, поглощающих оба эти вещества в виде $CaCO_3$ для своих скелетов, накопление которых ведет к образованию известняков. Наконец, различие в количествах Na и K , находящихся в породах почти в равных количествах (см. таблицы п. 9), легко объясняется тем, что K_2O жадно поглощается и крепко удерживается, как это очень давно (1850 г.) известно, глинами, илами, почвами, так что растворенный K_2O связывается, с одной стороны, в почвах, через которые фильтруются речные воды, с другой стороны, глинистой и илистой мутью самих рек. Небольшие количества K_2O поглощаются также животными и растениями.

в. Очевидно, транспортирующими агентами переносятся не только обломочный (кластический) материал, но и растворы, находящиеся между частицами пород. При этом, конечно, эти растворы еще более разжижаются, частью в силу тяжести просачиваясь в глубь земной коры, частью выносясь вместе с обломочным материалом в озера, моря, океаны.

Дейтогенные или обломочные образования.

Их происхождение и классификация

97. г. Из предыдущего совершенно очевидно, что все свойства и состав осадочных образований и пород обусловлены: 1) *составом* тех первичных, т. е. главным образом магматических и частью наиболее распространенных метаморфических пород, из которых они образуются, и 2) *процессами*, ведущими постоянно и неизбежно к их образованию и накоплению в термодинамическом поле земной оболочки.

Дейтогенные, кластические или обломочные, осадочные образования имеют, по сравнению со всеми остальными, совершенно подавляющее распространение на земной поверхности. Поэтому на них прежде всего и главным образом мы и остановимся.

Как и в случае изверженных пород и *даже в большей еще мере*, из указанных двух факторов главное значение в *формировании кластических осадочных пород* имеет второй, т. е. *процесс* породообразования. В изверженных породах мы имеем, например, гранит и липарит или габбро и базальт (см. таблицу в конце книги) — почти одинаковые по химическому составу породы, различающиеся, однако, по своей структуре, зависящей именно от процесса формирования этих пород (застывания магмы), и имею-

щие поэтому различные названия. *Процесс* образования осадочной породы имеет еще большее значение, обуславливая, как мы видели (см. подпункт б), не только структуру, но в зависимости от последней и, вообще говоря, состав: чем длительнее процесс образования осадочной породы, тем более в конечном продукте этого процесса остается стойких минералов или, в конце концов, продуктов их разложения, а так как число всех порообразующих минералов, как мы видели (п. 41), довольно ограничено, то еще в большей мере ограничено число стойких минералов и, особенно, продуктов их разложения (глиноземистые, железистые соединения и кремнезем). Отсюда ясно, почему наиболее мелкозернистые, т. е. подвергшиеся наибольшей предварительной переработке, осадочные породы (из обломочных) являются *глинистыми*. Отсюда же понятно, почему одна и та же осадочная порода, например латерит (из элювиальных), может получиться как конечный остаток и из гранита, и из базальта, и из диорита, и из вулканического пепла, и, наконец, даже из известняка или доломита (в последних двух случаях красная глина, terra rossa, близкая по составу к латериту).

Если теперь задаться вопросом, что следует принять за главный классификационный признак *кластических* осадочных пород, то единственным ответом будет то, что такие породы мы должны классифицировать *по величине* их *кластических элементов* прежде всего: ведь эта величина определяет в данном случае не только структуру породы и внешние ее признаки, но, вообще говоря, и состав породы.

98. Группа *кластических образований* и пород с наиболее крупным зерном — это *псефиты* и *псефитовые породы* (pséphos — камешек). Сюда большинство авторов относит геологические образования и породы с величиной зерна более 2 мм. Тогда *псаммиты* (psámmos — песок) должны, по этим же авторам, иметь величину зерна от 2 до 0,05 мм, а *пелиты* (pélous — глина) будут представлять *кластические образования* с величиной зерна менее 0,05 мм. Выбор указанных только что предельных величин, конечно, в известной мере произволен и искусственен, но все же, по-моему, он имеет наибольшие основания, или, по крайней мере, указанные величины легче всего обосновать. Глины и глинистые породы легко, при указанной величине частиц, отличить от смежных песков и песчаников по отсутствию шероховатости на ощупь; при еще большем уменьшении в величине зернышек пелиты становятся жирными на ощупь даже в воде. Придавая псефитам величину зерна выше 2 мм, мы тем самым указываем, что большинство *кластических элементов* этих пород можно еще отличить без помощи микроскопа.

Кроме того, выше мы видели (п. 67 б), что изверженные породы при величине зерна в 1—5 мм называются *среднезернистыми*, иначе говоря, такая величина их зерна является наиболее частой и распространенной; если к изверженным породам присое-

динить наиболее распространенные метаморфические, т. е. (см. ниже п. 132—3) гнейсы и кристаллические сланцы, то указываемая средняя несколько понизится, и, принимая для псефитов нижний предел около 2 мм, мы достигаем того, что в псаммитах будут представлены почти исключительно такие образования, в которых отдельные обломки являются отдельными же минералами т. е. тем самым выделим из псаммитов почти все такие образования, в которых кластические элементы представлены обломками пород или, вернее, совокупностью двух или нескольких минералов. Иначе говоря, такой выбор зерна для псефитов и псаммитов будет соответствовать вышеуказанной тенденции разбираемых естественно-исторических единиц ко все большей и большей однородности, ко все более единообразному составу по мере перехода от одной группы к другой. Такое разделение в то же время отвечает и потребностям техники и промышленности и было принято в качестве стандарта в Американском почвенном бюро, а также отделом четвертичной съемки ЦНИГРИ (сейчас ВСЕГЕИ), как показывают следующие данные этих учреждений (мм).

	СССР	США
Псефиты	Крупные валуны . . . 30	Валуны 150
	Мелкие „ . . . 100	Бульжник 50
	Галька и щебень . . 10	Крупный гравий 25
		Гравий 5
		Мелкий гравий 2½
Псаммиты	Гравий 2	Гравий 2
	Грубый песок 1	Мелкий гравий 1
	Крупный „ 0,5	Крупный песок 0,5
	Средний „ 0,25	Средний „ 0,25
	Мелкий „ 0,1	Мелкий „ 0,1
	Крупная пыль 0,05	Очень мелкий песок 0,05
Пелиты	Мелкая пыль 0,01	Силт ² 0,005
	Ил 0,001	Глина
	Глина	

¹ В скобках величины по классификации Грабау (A. W. Grabau), далее Почвенное бюро США. [Кроме приведенных стандартов имеются еще и многие другие, в частности стандарт кафедры петрографии Нефтяного института, в основу которого положена десятичная система — см. М. С. Швецов «Петрография осадочных пород», 1948. Границу между псаммитами и псефитами сейчас обычно несколько понижают, относя гравий еще к псефитам. Какого-либо единого принятого стандарта в настоящее время не существует.]

² Термина, соответствующего английскому слову силт (silt), на русском языке нет. Можно, пожалуй, не обращая внимания на грубый гибризм сло-гообразования, говорить «микроспесок». Применяют еще термин «мелкозем», но он слишком напоминает почвенное образование. А. Н. Заварицкий предлагает для микроспеска (силта) термин алеврит.

[В настоящее время термин «алевритовая структура» для обломочных пород с величиной зерна от 0,01 до 0,1 мм стал общепринятым и нередко даже употребляется производный термин для соответствующих пород — алевролит.]

99. Как совершенно очевидно из всего только что изложеного, псефиты должны иметь самый различный состав, находясь в полной и прямой в этом отношении зависимости от разнообразия и состава пород размываемой местности. В псаммитях такая зависимость также имеет место, но вместе с увеличением времени действия агентов, обуславливающих их появление, состав псаммитов все больше и больше приближается к составу наиболее стойкого и крепкого из наиболее распространенных минералов горных пород — кварца: в среднем мировом песчанике около 80% SiO_2 , но если убрать цемент, то количество SiO_2 в кластическом его материале окажется равным около 98%.

В особых условиях могут получиться пески и песчаники совершенно особого состава. В местах с огромным развитием основных и ультраосновных магматических пород получают, например, магнетитовые пески — около берегов Камчатки или у Новой Зеландии, оливиновые пески — у островов Гавайи или в Шотландии, коралловые, т. е. известково-ракушечные пески около коралловых островов и т. д. Это собственно пески отвечающие аркозовым (см. ниже п. 101, 2-й абзац). Особое значение, очень важное в промышленном отношении, могут иметь пески, получающиеся при размыве местностей, богатых выходами гранитов и кварцевых жил (золотоносные пески) или дунитов и перидотитов (платиноносные пески). Исследователь обязан во всех случаях произвести обогащение такого песка в простом ковше и набрать в качестве образца¹ побольше тяжелых составных частей, т. е. шлиха, лучше до полукилограмма и даже больше. Такая проба, особенно в отдаленных местностях, абсолютно обязательна для всякого сколько-нибудь грамотного чуждого геологии исследователя, причем абсолютно же необходимо и последующее микроскопическое исследование набранных в качестве образцов шлихов: в них могут оказаться не только драгоценные металлы, но и драгоценные камни (алмазы, рубины и пр.) и минералы (оловянный камень, редкоземельные минералы и пр.).

Наконец, что касается состава пелитов, то, как указывалось, они представляются главным образом глинистыми минералами колеблющегося состава, отвечающего общей формуле $m\text{Al}_2\text{O}_3 : n\text{SiO}_2 : p\text{H}_2\text{O}$. Когда говорят о пелитах, то под этим разумеют обычно материал именно такого «глинистого» состава. Надо, однако, иметь в виду, что весьма тонко размолотый чистый квар-

¹ Чтобы не попасть в глупое, по незнанию, или даже преступное, по небрежности или доверчивости, положение, шлик обязательно должен добывать сам исследователь и по возможности в отсутствии опытных «золотонкателей». Набрав вместе с водой песок в ковш (воды не жалеть), встряхивают ковш, слегка наклоняя от себя и тщательно перемешивая песок руками. Тяжелые частицы осаждаются при этом на дно ковша, так что, повторяя манипуляцию и сливая вместе с водой верхние легкие песчинки, получают на дне тяжелые частицы, которые и собирают в плотный мешочек.

цевый песок должен быть пластичным, как глина, и именно в меру тонкости своего раздробления. Тончайше раздробленные вещества любого состава гигроскопичны, адсорбируют влажность из окружающей среды и тем в большей степени, чем мельче раздробление (см. п. 95а, 2-й абзац), а эта влага как раз и сообщает пластичность. Впрочем в природе такие тонкораздробленные вещества — физические глины, как их можно было бы назвать по Землячченскому, — очень редки; в отличие от пелитов или глин, их предложено называть **альфититами** (Саломон, Salomon).

Протогенные осадочные образования

100. г₁ Протогенные, т. е. первородные, в буквальном значении этого термина, осадки и осадочные породы имеют, за исключением известняков, совершенно незначительное распространение, что, однако, нисколько не умаляет их важности не в петрологическом, правда, а в экономическом отношении. Как видно из таблицы, здесь мы имеем весьма важные, даже абсолютно необходимые, вещества, но за подробностями, их касающимися, я должен направить читателя (ср. со сказанным в п. 2) в соответственные отделы учения о полезных ископаемых (соли, угли, нефти, фосфаты, железные руды и т. д.), остановившись на самом важном в петрологическом отношении.

Во-первых, как нет совершенно чистых кластических осадков и осадочных пород (всегда между обломками имеются соленосные растворы, и сейчас же появляются соответственные соли при окончательном успокоении обломочного материала), так нет, конечно, и таковых же протогенных. В пластах соли встречаются всегда глины, в химически иногда отлагаемых известковых осадках (оолиты, травертины) всегда имеется примесь или глинистого или песчанистого материала. Больше того, наиболее крупные массы протогенных осадков земной поверхности, образованные известняками и частью доломитами, представляют собой собственно кластическо-протогенные осадки органического происхождения (то же относится и к углям, осадочным железным рудам и пр.). Подавляющая масса известковых пород земли произошла путем накопления известковых скелетов животных и растений. Выше (п. 96б, Б) мы уже видели, что карбонат кальция, составляющий около половины всех солей, растворенных в водах рек (здесь кальций в виде бикарбоната $\text{H}_2\text{CaC}_2\text{O}_6$), исчезает в морях и океанах, превращаясь в арагонит, а затем кальцит CaCO_3 раковин. Скопления последних — это материал для будущих, после диагенезиса (см. ниже), известняков и доломитов.

Из протогенных неорганических химических осадков наиболее распространены соли, получающиеся осаждением вследствие пересыщения при испарении из соленой воды морей и озер. Вышеприведенный (п. 93б, Б) вещественный состав воды океанов в

отношении растворенных в ней солей можно представить следующим способом (%):

NaCl — каменная соль	77,76
MgCl ₂ — материал для карналлита и бишофита . .	10,88
MgSO ₄ — материал для кизерита, полигалита и кайнита	4,74
CaSO ₄ — ангидрит, материал для гипса, полигалита	3,60
K ₂ SO ₄ — материал для лангбейнита, полигалита (также в виде KCl и др.)	2,46
MgBr ₂ — материал для карналлита	0,22
CaCO ₃ — кальцит	0,34
	100,0

Все это минералы, имеющиеся в соляных месторождениях. В виде пород встречаются: каменная соль, так как, несмотря на большую растворимость, она образует большие массы; затем гипс и ангидрит, вследствие незначительной по сравнению с другими солями растворимости (химически осажденный кальцит, как видно, в ничтожном количестве), и, быть может, также очень редкими породами можно назвать кизеритовые и карналлитовые скопления. Отсутствие MgCl₂ объясняется очень легкой его растворимостью, и т. д. Остальные химические осадки см. таблицу.

Элювиальные осадочные образования

101. г₂. **Элювиальные осадочные образования** представляют собой или те же кластические осадки, испытавшие ничтожный или очень небольшой перенос преимущественно в силу своего образования на склонах и скатывания с последних под влиянием силы тяжести, или опять-таки тонкокластические же осадки, оставшиеся на месте в силу условий своего залегания, как производные, **остаточные**, образования, после выщелачивания всех сколько-нибудь растворимых соединений. Последнего рода элювиальные образования представляют собой иногда жалчайшие остатки прежде бывших пород, как, например, красные глинисто-железистые массы (*terra rossa*), получающиеся в результате размыва и выщелачивания известняков. Понятно поэтому, что они заслуживают только краткого рассмотрения.

Наиболее крупнозернистые, *псефитовые*, элювиальные образования заслуживают упоминания только для указания на то, что в близости к магматическим породам они могут оказаться очень важным геологическим явлением, отмечающим *аркозовый контакт* (п. 31 и рис. 10). Понятно, что это главным образом угловатые (см. г₁ 1) псефиты. Окатанные и округленные обломки дают так называемые **базальные конгломераты**, представляющие собой образования, находящиеся в промежутке между г₁ и г₂. При наступании моря на сушу породы, выходящие на поверхность последней, естественно, испытывают небольшой размыв волнами, отдельные куски и обломки несколько окатываются и, не выходя за

пределы захватываемой морем суши, покрывают последнюю кластическим материалом той же породы, на которой этот материал покоится. Важность базальных конгломератов состоит в том, что они легко позволяют обнаружить и зафиксировать во времени наступание моря. Характерным их признаком является то обстоятельство, что несмотря на крупность обломков (ср. п. 99, начало) они имеют довольно однообразный состав.

Псаммитовые элювиальные образования, т. е. *пески* элювиальных отложений, испытывающие незначительную переработку вследствие незначительной транспортировки, естественно, отличаются от наиболее распространенных [кварцевых, как мы видели (п. 99, 1-й абзац), по преимуществу] песков своим более сложным и особенным составом. Так как первичные горные породы, как мы видели (п. 86), главным образом полевошпатовые, то элювиальные пески, — а также, конечно, и те из обыкновенных, которые испытывали сравнительно не очень значительный транспорт, часто содержат заметное количество полевых шпатов и называются **аркозовыми** песками или **аркозами**.

Переходя к элювиальным *пелитам*, необходимо обратить внимание, что из сказанного в п. 96 непосредственно следует, что наиболее обработанные физическими и химическими агентами элювиальные образования должны превратиться, в конце концов, в **остаточные глины**, с большим или меньшим количеством песчаного материала, т. е. также в **суглинки** и **супеси**. В некоторых особых физико-химических условиях (см. выше п. 95, 2-й абзац) могут получиться каолиновые породы, состоящие почти из чистого каолина $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, а также латеритовые и бокситовые образования. Все эти три категории остаточных образований могут, естественно, подвергаться размыву и переносу и переходить при этом в группу дейтогенных осадочных образований, причем обычно происходит загрязнение их песком и глиной. **Каолины**, как указывалось, получают главным образом путем поствулканических процессов, но могут образоваться на месте залегания, главным образом из гранитов, под влиянием гуминовых (органических) кислот, выщелачиваемых атмосферными водами из растительного покрова (мха), находящегося над породами, превращающимися в каолин.

Латериты и **бокситы** получают в тропическом и субтропическом климате и могут образоваться разными способами из различных по составу пород (гранитов, сиенитов, диоритов, габбро, диабазов, базальтов и пр.). Между этими двумя образованиями существуют все переходы, как равным образом имеются все переходы от латеритов к железным рудам. Бокситы состоят почти только из одних водных окислов алюминия — минералов диаспора $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и гидраргиллита $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, представляя ценную руду этого металла, содержащую до 60% и выше глинозема; это, так сказать, рафинированные, очищенные от примесей латериты, в составе которых наряду с теми же гидратами глинозема, что и

в бокситах, присутствуют водные окислы железа, иногда марганца, кремнезем, кварц, глина и частью, быть может, каолин. Представление о составе и резких его колебаниях латеритов I и бокситов II можно получить из следующих данных (%):

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	
I	0,37—52,06	26,27—54,80	4,64—56,01	
II	0,50—4	73—50	2—21	
	MgO	CaO	TiO ₂	H ₂ O
I	< 1	1,2	0,10—4,45	14,40—26,82
II	< 1	до 2	1—3	8,5—32

Наконец, **почвы**, заслуга изучения которых принадлежит в основном школе русских ученых, представляют собой геологические образования, наиболее близкие — по их резкой зависимости от климатических условий — к органическому миру. Это известково-песчано-глинистые остаточные образования весьма переменного состава, непременно содержащие в своем составе органические вещества.

Диagenезис — преобразование рыхлых осадков в твердые породы

Цементы, их происхождение и состав

102. д. Для того чтобы из рыхлых пород или, как мы их называли, геологических образований (см. п. 2 и примечание к нему) получились твердые горные породы, необходимо перерождение — *диagenезис* или *диagenез* — этого материала. Диagenезис представляет собой процесс, ведущий к видоизменению рыхлых геологических образований во время их отложения или непосредственно за таким отложением. Такое видоизменение происходит вследствие раздельного или одновременного действия различных причин, а именно: 1) **слеживания** или **уплотнения** под влиянием нагрузки вышележащих образований; 2) **гидратации**, частью также **окисления**, и увеличения в связи с этим объема и (главное) 3) **цементации**: а) путем взаимодействия между циркулирующими растворами, б) между растворами и твердыми телами, а также в) путем отложения солей из растворов вследствие их насыщения.

Цементом, превращающим рыхлые образования в твердые породы, служат, с одной стороны, для каждой более крупнозерни-

стой породы более мелкозернистый материал, например, для песчинок глинистый материал, для псефитов — песчанистый, с другой стороны, материал, отлагающийся из растворов солей (Б таблицы), получающихся, как мы видели, при химическом выветривании. Цементом являются, естественно, минералы, состоящие из *легко извлекаемых* окислов, превращающихся вышеприведенными путями в трудно растворимые соли. Состав цементирующих вод (имея, конечно, в виду самые распространенные и обычные случаи) нам хорошо уже известен. Стоит только, приняв во внимание только что приведенное соображение, поставить перед собой вышеприведенный состав рек (п. 96б, Б), которые, очевидно, увлекают те же самые растворы, что идут, просачиваясь, на цементы, чтобы вывести следующее. В наибольшем количестве присутствуют кислотный радикал CO_3 и металл кальций, откуда и получается *наиболее* распространенный и *частый цемент* CaCO_3 — *кальцитовый* или *известковый*, тем более, что из всех возможных в нашем случае солей кислот углекислые являются наименее растворимыми: как видно из таблички, наряду с цементом CaCO_3 некоторую роль может играть и цемент с MgCO_3 , т. е. $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ — *доломитовый*. Соли с радикалами NO_3 , Cl легко растворимы и даже CaSO_4 в 80 раз растворимее CaCO_3 ; кроме того, количество SO_4 , как указывалось, вероятно, преувеличено, а потому понятно, что в цементах даже CaSO_4 не может играть сколько-нибудь заметную роль. *Следующее место в цементах*, на основании тех же соображений о количестве и растворимости, должна занимать *кремнекислота*, так как соли последней (силикаты) не могут синтезироваться в зоне выветривания и цементации с ее низкой температурой¹.

[Нередко наблюдается глинистый цемент. Здесь более крупнозернистый песчанистый материал цементируется более тонкозернистым глинистым материалом, отличающимся обычно не только величиной зерна, но и качественным минералогическим составом. В глинистом материале преобладают тонкочешуйчатые так называемые глинистые минералы группы каолинита и др., вследствие особой активности поверхностного слоя легко слипающиеся как в самих глинах, так и между песчинками, которые они достаточно прочно цементируют.]

Наконец, для вывода еще одного цементного материала необходимо, имея в виду состав речных солей, принять во внимание железо (Na и K дают очень легко растворимые соли; о солях калия было сказано в том же п. 96). Дело в том, что железа в реках должно быть гораздо меньше, чем в циркулирующих под землей растворах, так как сравнительно легкорастворимые соли за-

¹ Относительно солей кислот SiO_2 и CO_2 можно сказать, что в то время как на глубинах господствуют как более устойчивые соли SiO_2 , на земной поверхности или близко к ней начинают играть значительную роль соли CO_2 .

киси FeO при свободном доступе кислорода воздуха, что имеет место в постоянно перемешиваемой воде рек, превращаются в весьма трудно растворимые соли окиси Fe₂O₃, которая и выпадает в поверхностных условиях, обедняя воду железом: при выходе на поверхность любого сколько-нибудь заметно железистого родничка всегда можно наблюдать выпадение красных окислов железа. Отсюда становится понятным, почему на *третьем месте* после карбонатого и кремнистого мы должны поставить цемент *железистый, лимонитовый и моногидратовый* Fe₂O₃ · H₂O (Хоппе, Норре). Остальные цементы (битуминозный, фосфатовый, гипсовый, пиритовый, баритовый, плавиковошпатовый) являются редкостью, а последние два как цементы, образованные метеорными водами, представляют, можно сказать, исключительную редкость; некоторые из перечисленных цементов, несомненно, получились путем замещения первичного карбонатого цемента, например, фосфатовые.

Основания классификации

103.е. Теперь на основании всего вышесказанного можно обратиться к последней полосе е таблицы п. 94, указав в пояснение, что породы, стоящие в том же столбце, что и расположенные над ними рыхлые образования, произошли соответственно из последних. Все эти осадки и породы разделяются на основании: 1) происхождения, 2) состава и 3) иногда технических соображений.

В таблице приведено уже генетическое разделение на породы элювиальные, образовавшиеся на месте или почти на месте родоначальных своих пород, и породы, получившиеся в результате переноса и обогащения — морские, озерные, речные, ледниковые, или гляциальные, воздушные или эоловые. Такое различие производится на основании *совокупности* многочисленных признаков, о которых для нашей цели достаточно сказать несколько слов. Элювиальные образования и породы отличаются своим составом и тесной местной связью с родоначальными породами и потому распознаются за таковые *на месте* своего залегания. Водные отложения лучше всего распознаются по органическим остаткам: морским, озерным и т. д. животным, морским или наземным растениям и пр. Совокупность палеонтологических признаков часто дает возможность произвести еще более углубленное разделение, например, морских осадков и пород на абиссальные, глубинные, мелководные и пр., причем, конечно, чем лучше уязвимые признаки увязываются с геологическими (общее, широкого масштаба, геологическое строение) и петрографическими, тем яснее и определеннее *процесс* формирования и, следовательно, *генезис* породы. В отношении псефитовых пород генетические подразделения понятны из терминов: брекчия трения или тектоническая брекчия, базальный конгломерат и т. п.

В отношении состава разделяются те породы, для которых имеет смысл делать это: например, известковые, фосфоритовые, глинистые, железистые — по цементу, оливинные, ракушечные, известняковые — по преобладающим кластическим элементам, вулканогенные — по тому и другому вместе — песчаники и т. д.¹ Наконец, понятны также такие названия, как жерновой песчаник, овручский песчаник или шокшинский кварцит, как указывающие или на отличный технический материал, или на геологически важную породу.

Макроскопическое (без микроскопа) различие главнейших осадочных горных пород

104. Переход к макроскопическим признакам, отличающим главные из указанных пород, надо решительно оттенить, что в ответственных случаях *даже для технических целей* — о научных и говорить не приходится — *микроскопическое исследование абсолютно необходимо.*

I. Прежде всего можно выделить осадочные породы простые, совершенно почти однородные по внешнему своему виду и под лупой, без ясного различия цемента и обломков; это породы очень мелкозернистые, даже плотные, до яснозернистых, причем обломки без округленных и окатанных зерен, с поблескивающими гранями благоприятно расположенных к наблюдателю кристалликов.

1. Мягкие, чертятся ногтем.

Каменная соль NaCl — растворима в воде и слюне, соленая на вкус, холодная в штуфе. **Гипс** $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — указанными признаками не обладает, в воде не разбухает. **Глины и каолин** (последний отличается только анализом или микроскопически от собственно глины) — глинистый запах, разбухание и размягчение в воде с образованием мутной жидкости. Цвета глин различные от примесей. Глины, вскипающие сильно с соляной кислотой, с образованием мутных пузырей, остающихся при разрыве скульптурные колечки и неправильные фигурки мути — **мергели** (анализом) или **мергелистые**, т. е. содержащие известь, глины. Белые

¹ К сожалению, как видим, в этой терминологии не выделены отдельные признаки, относящиеся к двум различным элементам кластических пород — обломкам и цементу. Принято считать, что определительное слово дает состав цемента, и это отвечает техническим требованиям, предъявляемым к породам как к камням. Но это, естественно, вносит и путаницу; если термин «оливиновый песчаник» не может вызвать недоумения у специалиста [правда, оливин в песчаниках вообще маловероятен], так как оливинового цемента не бывает, то уже фосфоритовый песчаник может вызвать сомнение, идет ли дело о фосфоритовом цементе или о многочисленных фосфоритовых обломках, например в известковом песчанике. Под последним обычно понимают песчаник с известковым цементом, и здесь можно избежать всяких недоразумений, если условиться называть песчаник с обломками известняка не известковым, а **известняковым**.

или светлые, сильно вскипающие с кислотой, пачкающие руки породы — **мел** (состоит из мельчайших частиц известняка и мельчайших раковин с большим или меньшим количеством примесей). Такие же породы, с кислотой не вскипающие — **трепел**, **кизельгур** (состоят из мельчайших частиц кремнезема и кремнистых раковин).

2. Не чертятся ногтем, но нож свободно врезается; при отбивании молотком получается много муки, остающейся и на молотке.

Известняк и крупно- или яснокристаллический известняк или **мрамор** — бурное и повсеместное вскипание с соляной кислотой [за мрамор можно принять иногда светлые аплиты (см. табл. в конце книги); выбирать, если нет кислоты, свежие не разрыхленные места для пробы ножом; следить за поведением последнего и пылью под молотком]. Мрамор — порода метаморфическая.

Доломит — с кислотой вскипает только в местах, покрытых мелкой собственной пылью (под молотком), или на проведенной борозде.

Магнезит $MgCO_3$ — иногда плотный с раковинчатым изломом; с кислотой совсем не вскипает, при нагревании растворяется.

Ангидрит $CaSO_4$ — часто синеватый, сахаровидный, тяжелее карбонатов; в кислоте при нагревании растворяется частично и с трудом.

3. Не чертятся ножом, нож при надавливании оставляет след на породе.

Кварцит, **сливной кремнистый песчаник**, **кремнистые породы**. Кварцит порода метаморфическая.

105. II. Породы ясно неоднородные с различием между плотным, землистым или зернистым цементом и обломками, различными глазами или под лупой.

1. Крупнообломочные (см. табл. п. 94), с округленными обломками — **конгломераты**.

То же, с угловатыми обломками — **брекчии**¹.

2. Мелкообломочные (см. табл. п. 94) или заметно для глаза, или только в лупу (некоторые не могут быть отличены от пелитовых пород, рассмотренных в п. 1), или выдающие свой обломочный характер дресвяным изломом и шероховатостью на ощупь.

Песчаники — известковые, доломитовые (реакции — см. 1, 2), железистые (обычно ржаво-бурые, всегда тяжелые), глинистые (см. выше), фосфоритовые (после получения искры при ударе молотком или лучше тупой стороной ножа, издадут чесночный запах), битуминозные (запах от огня) и т. п. В отношении песчаников надо быть осторожными; с хорошей лупой видно (а иногда

¹ В вулканических областях не забывать о вулканических брекчиях и конгломератах, — обломки главным образом пород II полосы таблицы, относящейся к пункту 88. Следить за базальными конгломератами.

и лупа не помогает), что обломки или окатаны, или не обладают ровным блеском кристаллических граней: только такие породы и можно называть песчаниками¹. Если же имеется частый отблеск от кристаллических граней, очень редко наблюдается окатанность, часты поры, биотитовые или роговообманковые кристаллики, то это не песчаник, а **кристаллический** или **мелкокристаллический туф** или даже порфир или порфирит. Смешение без микроскопа допустимо. Особенно, конечно, надо быть осторожным в местностях с большим количеством порфировых пород или когда такой «песчаник» залегает среди лав, современных или древних.

Арковые песчаники — в поле так можно называть только такие мелкообломочные породы, в которых нет свежих кристалликов мафических минералов; при наличии последних породу лучше относить к туфам. От обыкновенных песчаников отличаются слабой окатанностью зерен, частыми отблесками от граней и плоскостей спайности полевых шпатов. Вообще это породы трудно отличимые в поле.

Серые вакки — привожу это устаревшее и, по-моему, совершенно никчемное название, чтобы отметить, что это собственно **микроконгломераты** или **полимиктовые** (обычно крупнозернистые) **песчаники** с частыми обломками отдельных пород — углестых, кремнистых сланцев и пр.

III. Сланцеватые породы, на вид плотные или весьма тонкозернистые, почти однородные, с заметным тонким действительным или кажущимся разлистованием.

1. Чертятся ножом. Цвета самые различные от светлых до угольно-черных (углистые), зеленые, бурые, красные, фиолетовые, синеватые и т. д.

Глинистые сланцы — матовые.

Слюдисто-глинистые сланцы, филлиты или, лучше, **слюдистые микросланцы** — с шелковистым блеском; породы метаморфические, дают все переходы и к глинистым и к кристаллическим сланцам (слюдяным).

При вскипании — прибавляется определительное слово известковистый или мергелистый.

2. Не чертятся ножом, плотные с ровным или раковинчатым изломом.

Цвета также самые различные — **кремнистые сланцы**.

Во всех осадочных породах внимательнейшим образом следить за тем, нельзя ли обнаружить окаменелостей. Последние лучше всего разыскивать сначала в разрыхленных массах по-

¹ Конечно, и залегание среди глинистых сланцев при чередовании с последними, переходы в последние и пр. говорят также за песчаник

род — на осыпях, обвалах и, особенно, у берегов рек, ручьев и т. п.; отмечать, откуда взяты образцы — из осыпей или обнажения. Брать образцов (окаменелостей) по возможности больше. *Окаменелости могут присутствовать и в туфах¹ с примесью осадочного материала, т. е. туффитах.*

Распространенность главнейших осадочных пород, их относительные количества в земной коре и химизм

106. Самыми распространенными на земной поверхности осадочными породами являются глинистые сланцы, затем идут песчаники и известняки. Они, вместе взятые, преобладают над породами магматическими непосредственно на поверхности земли, но по мере углубления уменьшаются резко в количестве, так что в оболочке земного шара, доступной непосредственному наблюдению и допустимой интерполяции, для *осадочных пород* остается всего на всего 5%, и главная масса предоставлена породами магматическими (с включением сюда и апомагматических, т. е. происшедших из магматических, метаморфических пород). Что касается распределения наиболее распространенных осадочных пород, то относительные их количества в этой двадцатой части объема земной оболочки различными авторами вычисляются, как это понятно, различно, но из нижеприводимой таблички совершенно ясно согласие разных ученых, если не в самих цифрах, то в их характере.

Глинистые сланцы	Песчаники	Известняки	Автор
65	30	5	Ван-Хайз (Van-Hise, 1904)
80	11	9	Мид (Mead, 1907)
87	8	5	Мид, 1914
80	15	5	Кларк (Clarke, 1924)
88	9	3	

Средний состав этих главнейших осадочных пород приводится в нижеследующей таблице, где для сравнения в IV столбце дается средний состав, по Фохту (J. H. L. Vogt, 1931), песчано-глинистых террас Норвегии, в V — состав всей земной оболочки, сложенной из 95% магматических, 4% глинистых, 0,75% песчаных и 0,25% известковых пород (по Кларку, 1924), и в VI, VII и VIII столбцах повторены средние для гранита, базальта и кварцевого диорита, приведенные в таблице в конце книги.

¹ Относительно туфов было сказано в пп 6, 27 и 70.

	Глинистые сланцы	Песчаники	Известняки	Террасы Норвегии	Общее среднее	Гранит	Базальт	Кварцевый диорит
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	58,10	78,33	5,19	68,45	59,08	69,92	48,78	59,47
Al ₂ O ₃	15,40	4,77	0,81	13,10	15,23	14,78	15,85	16,52
Fe ₂ O ₃	4,02	1,07	0,54	3,35	3,10	1,62	5,37	2,63
FeO	2,45	0,30	—	3,00	3,72	1,67	6,34	4,11
MgO	2,44	1,16	7,89	2,80	3,45	0,67	6,03	3,75
CaO	3,11	5,50	42,57	2,75	5,10	2,15	8,91	6,24
Na ₂ O	1,30	0,45	0,05	1,60	3,71	3,28	3,18	2,98
K ₂ O	3,24	1,31	0,33	3,15	3,11	4,07	1,63	1,93
H ₂ O	5,00	1,63	0,77	—	1,30	0,78	1,76	1,39
TiO ₂	0,65	0,25	0,06	0,65	1,03	0,39	1,39	0,64
CO ₂	2,63	5,03	41,54	—	0,35	—	—	—
SO ₃	0,64	0,07	0,05	—	0,26	—	—	—
P ₂ O ₅	0,17	0,08	0,04	0,18	0,28	0,24	0,47	0,26
C	0,80	—	—	—	0,04	—	—	—
Ост.	0,05	0,05	0,16 ¹ (S=0,09)	0,97	—	0,13 ²	0,29 ²	0,08 ²
	100,0	100,0	100,0	100,0	—	100,0	100,0	100,0

107—133. ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

**Необходимость выделения метаморфических пород
в особую группу наравне с магматическими и осадочными**

107. Как мы видели (п. 8), метаморфические породы³ получаются и из пород магматических, и из пород осадочных при повышенной температуре (в отличие от выветривания, идущего при обычной или слабо повышенной температуре). Превращение это происходит в *твердом состоянии* и притом таким образом, что ни в один момент ни вся порода в целом, ни сколько-нибудь крупная часть ее не приходят в состояние плавления или растворения. Положение это совершенно согласно принимается всеми учеными и вполне достоверно. Но в таком случае *процесс* образования метаморфических пород совершенно отличен и от такового же пород магматических, в истории развития которых наблюдался непременно промежуток времени, когда *вся* масса была расплавлена, и от пород осадочных, где вся или почти вся масса была растворена (протогенные осадки) либо получилась путем накопления обломков и последующего их цементирования. Раз-

¹ В том числе серы 0,09%

² Процентное содержание MnO.

³ О метаморфических породах было уже сказано в пп 7—8, 28, 37 и 71.

личие процессов образования трех основных типов горных пород можно охарактеризовать следующим образом: магматические породы получаются из расплавленных масс *при понижении* температуры; осадочные породы образуются из готовых пород *при температуре обыкновенной*, т. е. температуре земной оболочки; метаморфические породы образуются из готовых же осадочных пород или изверженных пород *при повышении* температуры. Отсюда понятно, почему породы метаморфические *должны были бы* рассматриваться отдельно даже в том случае, если бы каждую отдельную метаморфическую породу мы имели возможность точно и определенно приурочить к той или иной магматической или осадочной породе: раз *процесс*, создающий данный естественно-исторический объект, принципиально отличен, то объект этот не может рассматриваться в одной группе с другими, сколько бы последние ни были на него похожи.

Характеристика метаморфических пород — структура, текстура, химический и минералогический состав

108. На сходстве некоторых метаморфических пород с породами магматическими приходится остановиться даже в петрологии для неспециалистов, для того чтобы сразу же указать на необходимость самого тщательного коллектирования (п. 37) (особенно отмечать образцами различия в составе, иллюстрировать подетальнее переходы, точнее описывать все архитектурные (п. 34) особенности пород) всякий раз, как исследователь попадает в области метаморфических пород. Дело в том, что *метаморфические породы*, подобно магматическим, *полнокристалличны — ни стекла, ни первичных аморфных продуктов они не содержат*. Если, как мы только что видели, они могут образоваться из пород магматических, то ясно, что должны быть случаи, как это иногда и наблюдается, когда ни по качественному, ни по количественному минералогическому составу метаморфическая порода не будет отличаться от некоторых изверженных. Но процесс — следует возразить — образования и тех и других совершенно различен, а он-то как раз и определяет важнейший генетический признак пород — их структуру (ср. со сказанным о структурах и п. 71 особенно). Это и имеет место на самом деле — *главнейшим отличительным признаком метаморфических пород является их паналлотриоморфная или кристаллобластовая структура* (п. 71), в то время как в породах также полнокристаллических, но магматических — структура гипидиоморфнозернистая (п. 68). Но мы видели, что и в магматических породах наблюдается паналлотриоморфная структура, во-первых; во-вторых, а ргіогі понятно, что структура, как чисто описательный признак, не поддается числовой характеристике, а потому в неясно выраженных случаях этих двух структур могут случиться — и иногда случаются — примеры, когда вопрос остается неопределенным, как лучше назвать

структуру — тем или другим термином; в-третьих, наконец, ниже увидим (пп. 112—114), что бывают магматические породы, сами себя метаморфизировавшие в самой различной степени во время поствулканических процессов, и эта-то автометаморфизация как раз затушевывает иногда гипидиоморфную структуру магматических интрузивных пород¹.

В моих руках были образцы из Верхнеудинского округа, совершенно отвечающие по своему составу гранитам, которые тем не менее нельзя было назвать ни гранитами по их паналлотриоморфной структуре, ни гнейсами (см. ниже) по отсутствию сланцеватой текстуры. Такие же образования указывал на севере Советского Союза А. Иностранцев. Гораздо чаще встречаются подобные затруднения в случае другой группы метаморфических пород — амфиболитов; эти породы иногда точно отвечают по составу некоторым темноокрашенным диоритам, слагаясь из среднего плагиоклаза и зеленой роговой обманки, часто имеют, как и диориты, массивную текстуру и не отличаются от них по структуре: в роговой обманке бывают хорошо развиты грани призмы, и потому она имеет лучше выраженный идиоморфизм, чем полевые шпаты (прекрасное развитие граней, по которым в кристаллах проявляется спайность, нередко для пород метаморфических, и особенно часто это проявляется на роговой обманке, также на биотите). Поэтому без тщательных наблюдений в поле амфиболиты иногда невозможно отличить от диоритов или амфиболовых габбро.

109. Отличительным признаком метаморфических пород является также их *сланцеватая или слоистая текстура*, свойственная огромному большинству этого класса пород — кристаллическим сланцам. Слоистая текстура выражается в чередовании, иногда очень тонком и резком, слоев различного состава совершенно так же, как это наблюдается для нормальных осадочных пород. Сланцеватость выражается в параллельном расположении минералов породы: биотиты, вообще слюды и хлориты располагаются так, что явно лежат в параллельных плоскостях или поверхностях (при изогнуто-сланцеватой текстуре), призмочки роговой обманки все удлинены в одном и том же направлении и т. п. Сланцеватость эта объясняется тем, что минералы в сланцах развиваются и растут в наиболее благоприятном для роста направлении, т. е. в направлении, перпендикулярном к давлению: пластинчатые минералы распространяются при своем росте в одной плоскости или поверхности, по которой растекаются под давлением отлагающие их растворы; призматические кристаллы направлены, естественно, в ту сторону этой плоскости, где легче

¹ Я должен предупредить, что роль автометаморфизма не выделяется так резко, как мною, кажется, ни одним петрологом. Однако, мне кажется, не найдется ни одного петролога, который мог бы отвергать, что гранит — порода частично автометаморфизованная. Я думаю, мы подходим уже к тому времени, когда надо ставить вопрос, в какой мере автометаморфизованы граниты.

всего перемещаться растворам, если последние не могут почему-либо перемещаться одинаково по всем направлениям плоскости сланцеватости. Естественно, что сланцеватость обуславливается или *прежними* плоскостями наслонения осадочной породы, или *вновь образующимися*, под влиянием спрессовывания, плоскостями отдельности, скольжения или кливажа.

На первый взгляд кажется, что тонкая слоистая и резко при этом выраженная текстура является хорошим указанием на осадочное происхождение породы. В некоторых случаях это действительно так и есть на самом деле, а именно, когда ни состав отдельных слоев ни всей тонкослоистой породы в целом не отвечают составу ни одной из известных изверженных пород. Но бывают случаи, когда несомненно интрузивные породы имеют тонкую слоистость, обусловленную движением магмы; таковы полосатые габбро Урала, Шотландии и других мест, в которых отдельные тонкие полосы резко различаются по составу, слагаясь одни из почти чистых полевошпатовых слоев, другие из мафических минералов габбро. В других случаях слоистость может быть обусловлена тонким послойным внедрением магмы в слоистые породы. Мы уже видели (п. 13), что иногда на стенке обнажения высотой в 10 м бывает видно до двух и более десятков внедрившихся по слоистости силлей. Если материал силлей был например, базальтовый, а слоистой осадочной породы, скажем, глинисто-песчанистый, то при метаморфизме комплекса может получиться тонкослоистая порода, состоящая из амфиболита (из базальта), чередующегося со слюдяным сланцем (из глинистого песчаника). Если состав последнего не очень изменился (см. ниже п. 110) при метаморфизме, то по анализу осадочная природа слюдяно-сланцевых прослоев сразу выяснится. Относительно же амфиболитовых прослоев вопрос даже при детальных кабинетных исследованиях может остаться нерешенным: дело в том, что совершенно одинаковые по составу амфиболиты могут получиться и из интрузивных пород (диоритов или габбро), и из эффузивных (диабазов, базальтов или порфиритов), и из туфов этих же эффузивных пород, и из мергелей, и, наконец, из известняков.

Таким образом, *тонко и резко выраженная слоистая текстура метаморфической породы не может сама по себе решить вопроса о происхождении последней; то же надо сказать и о сланцеватой текстуре.* В отношении правильности последнего утверждения достаточно указать на существование флюктуационности (п. 73) в породах магматических: в гранитах иногда наблюдается параллельное расположение не только слюды, амфибола, темноокрашенных шлиров, но даже и полевых шпатов, и такая флюктуационная текстура не всегда отличима от сланцеватой или линейчатой текстуры кристаллических сланцев (гнейсов — см. ниже). Вопрос иногда решается совершенно определенно по структурным особенностям — ясная гипидиоморфно-зернистая структура указывает на магматическое происхождение породы,

почему, как отмечалось, структура и является главнейшим генетическим признаком метаморфических — да и вообще всех — пород.

110. Вторым за структурой по своей важности генетическим признаком метаморфических пород является их состав, химический и тем самым минералогический. Дело в том, что в некоторых случаях метаморфизма (см. ниже п. 117) состав первоначальной породы меняется так незначительно, что ни по своему химизму, ни по минеральному составу метаморфическая порода не отличается *существенно* от родоначальной породы. Слово «*существенно*» подчеркиваю для того, чтобы указать, что изменение небольшое все же происходит, но оно иногда не меняет химического характера породы. Диабаз, превращаясь в амфиболит, может несколько изменить свой состав, но последний все же сохраняет во многих случаях черты основной изверженной породы: количество кремнекислоты (см. табл. в конце книги, столбцы 7—8 анализов) в породе остается равным около 50%, глинозема и железа около 25% с явным преобладанием первого, щелочных земель около 15% с явным преобладанием извести над магнезией, щелочей около 3—5% с резким преобладанием натра и т. д. В других же случаях состав сильно меняется, так что вместо химизма осадочной породы, каковой являлась порода до метаморфизма, может получиться химизм, типичный для магматической породы. Это понятно из следующего соображения, приводимого Грубенманном (Grubenmann). Если аркозовый песчаник, состав которого тем меньше отличим от гранита, чем меньше транспорт продуктов разрушения последнего, превратится путем интенсивного метаморфизма в метаморфическую породу, то последняя должна будет состоять из кварца, полевых шпатов и слюды, и если окажется к тому же сланцеватой, то получится настоящий гнейс. Состав этого гнейса будет, очевидно, по своему характеру отвечать граниту, и, базируясь только на составе, мы отнесем породу к апомагматической, меж тем как гнейс наш апоаркозовый.

В п. 106 я нарочно привел средние составы главнейших осадочных пород и рядом некоторых изверженных: сразу видно резкое различие одних от других или абсолютно (ср. I и II столбцы с гранитом) или в характере (ср. I с VIII). В последнем случае обращает на себя внимание, что при почти одинаковом количестве SiO_2 и Al_2O_3 глинистый сланец содержит в два раза меньше щелочных земель, и, при таком же почти общем количестве щелочей, отношения K_2O и Na_2O как раз обратны (глина, как указывалось, абсорбирует K_2O); характерно также обратное отношение окислов железа — в глинистом сланце больше окиси (действие кислорода воздуха). С другой стороны, если взять состав норвежских песчано-глинистых террас (ст. IV), то хотя он несколько и отличается характером от среднего гранита (VI), однако различие главным образом в количестве окислов железа и натра. Но

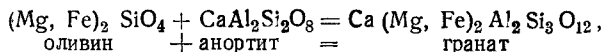
окислы железа и натр вместе с кремнеземом являются самыми обычными веществами, привносимыми магматическими породами в заключающие их породы при поствулканических процессах; из этого второго примера видно опять, что при метаморфизме с привнесом осадочной породы может превратиться в магматический химизм конечного метаморфического продукта: по химизму мы должны будем считать породу апомагматической, меж тем она апокластическая. Напомню также пример, приведенный выше относительно амфиболита, который может получиться из очень различных пород (см. п. 109, 2-й абзац в конце).

111. Таким образом, привнос материала в некоторые осадочные породы при их метаморфизме не дает возможности решить определенно вопрос о магматической природе породы, даже если химизм последней магматический. С другой стороны, можно предоставить себе случаи, когда изверженная порода при метаморфизме с привнесом получит состав хотя и не осадочной породы, но совершенно отличный от породы магматической. Если в подобном случае состав продукта отличается от магматической породы только относительным количеством наименее привносимых в обычных породах окислов кремния, железа и натрия, то порода первоначальная была скорее всего магматическая. Таким образом, можно сказать, что *магматический характер химизма метаморфической породы не может еще указывать на ее апомагматическое происхождение, но химизм, отвечающий глинистому сланцу, песчанику или известняку (п. 106, столбцы I—III), достоверно указывает на соответствующее происхождение породы.* Само собой разумеется, для доказательства осадочной природы исходного продукта вовсе не всегда требуется делать химический анализ метаморфической породы: определение природы минералов, а также грубый подсчет их относительных количеств иногда очень отчетливо вскрывают химизм пород.

112. В минералогическом отношении *метаморфические породы отличаются от магматических или характерными для них минералами (см. п. 43) (гранаты, за исключением меланита и, быть может, пирропа, ставролит, кордиерит, антофиллит, андалузит, силлиманит, дистен и др.) или минералами, являющимися для изверженных пород постмагматическими — тремолит, актинолит, мусковит, серицит, хлорит, серпентин, цоизит, эпидот и др., или минералами, которые в изверженных породах встречаются только в связи с определенным химизмом — альбит, анортит, форстерит и др. Наоборот, некоторые минералы, характерные для магматических пород, не встречаются вовсе среди пород метаморфических; таковы, из отмеченных в п. 43, санидин, лейцит и бурая базальтическая роговая обманка. В кристаллических сланцах редко встречаются также нефелин и ортоклаз; некоторые авторы утверждают об отсутствии здесь анортоклаза, однако это, по-моему, требует проверки.*

Такое различие в минералогическом составе пород магматиче-

ских и метаморфических обусловлено, во-первых, тем, что некоторые из последних образуются из пород осадочных, так что в полнокристаллической массе метаморфической породы не могут появиться минералы, богатые, например, глиноземом, т. е. андалузит, дистен, ставролит, гранат и т. п., если осадочная порода была богата этим окислом, как многие из глинистых сланцев (в таблице п. 106 под 1 приведен средний состав последней породы; если сравнить его с составом бокситов (п. 101), к которым от глинистых сланцев имеются все переходы, то утверждение делается, полагаю, очень понятным). Во-вторых, появление метаморфических пород обусловлено особыми процессами, а это должно иметь следствием появление иных комбинаций, иных минералов, как бы ни были широки границы устойчивости последних. Например, санидин, лейцит или тридимит (особая модификация кремнезема SiO_2) — минералы высокотемпературные по преимуществу, поэтому они и не могут образоваться в породах метаморфических, где температура не в состоянии, как мы видели, расплавить хотя бы заметную часть породы. В отношении кристаллических сланцев, т. е. главной массы метаморфических пород, можно утверждать, что они образовались часто под высоким давлением (главная масса их встречается в сильно складчатых областях), а отсюда понятно появление в них специально, так сказать, уплотненных минералов с малым молекулярным объемом, какими являются, например, гранаты, что лучше всего усматривается из такой реакции:



где при подсчете молекулярных объемов (молекулярный вес, деленный на удельный вес) окажется, что в правой части молекулярный объем уменьшился, т. е. вещество уплотнилось в новой пространственной решетке граната свыше, чем на 10%. Таким образом, по появлению минералов, характерных для метаморфических пород, можно заключить, что они образуются при процессах, отличных от таковых для пород магматических.

Процессы метаморфизации. Пример аутометаморфизма

113. На ходе этих процессов нам необходимо остановиться, чтобы дать если не понятие, то представление о всех трудностях, связанных с изучением метаморфических пород, ознакомить читателя с их достаточно шаткой пока классификацией и теорией и, быть может, тем самым заинтересовать его трудной задачей, привлекая еще одного соратника в борьбе за истину. Как часто такие «сторонние» борцы приносили пользу науке, сделавшись ее адептами.

На рис. 25 представлен случай, довольно часто наблюдающийся в местностях, изобилующих перидотитами, т. е. породами, состоящими более чем наполовину из оливина (см. таблицу в

конце книги). Перидотиты, как это почти всегда имеет место с этими породами, образуют здесь вытянутую линзу, совершенно согласную с простираем и падением вмещающих пород; последние, положим, представлены глинистыми сланцами. Пусть — опять-таки довольно частый случай — никаких других изверженных пород поблизости не имеется. Проследивая сланцы вдаль от линзы и по простираению и вкрест к последнему, мы видим, что

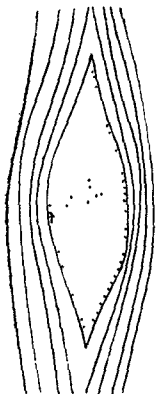


Рис. 25.

Линза серпентинизированного (пунктир) перидотита (белое) среди осадочных пород (план)

они почти не меняют нисколько своего характера. Сам же перидотит всюду в контактах с глинистыми сланцами и вглубь от последних на некоторое расстояние превращен в серпентиниты, т. е. породы, состоящие почти нацело из одного минерала серпентина. Совершенно постепенное исчезновение серпентина при приближении к ядру перидотитовой линзы, очень хорошо обнаруживаемые явления частичного замещения отдельных зерен и участков оливина серпентином, наличие в серпентинитах остатков других минералов перидотитов, наблюдаемых в центральных частях выхода (например, пироксенов, пироба, хромита и пр.), не оставляют часто никакого сомнения, что серпентиниты произошли за счет перидотитов.

Так как процесс серпентинизации приурочен к областям контактов перидотитов с глинистыми сланцами, можно было бы предполагать, что серпентинизация обусловлена глинистыми сланцами; однако это невозможно, так как эти последние породы кластические. Других изверженных пород на местности нет, так что постороннее влияние совершенно исключается. Предполагать, что изменение перидотита связано со стыками двух различных пород, по которым, естественно, легче всего циркулируют поверхностные воды, также оказывается совершенно недопустимым: во-первых, дело не ограничивается только местами стыков, и серпентинизация распространяется в глубь перидотитовой массы; во-вторых, сами глинистые сланцы в таких стыках почти вовсе не тронуты изменением; в-третьих, серпентинизацией почему-то не задета центральная масса перидотита, и непонятно, почему региональный по существу своему процесс выветривания не затронул совсем также выходящую на земную поверхность эту центральную часть; в-четвертых, при выветривании должно происходить окисление заключающихся в породе солей закиси железа, входящих в состав оливина $2(\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$, а здесь, наоборот, соль закиси осталась нетронутой — серпентин $3(\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ содержит железо в форме закиси; в-пятых, серпентинизация иногда располагается очень капризно, захватывая, и притом нацело, некоторые участки и в центральной части, что опять-таки недопустимо для регионального процесса выветривания и, наконец, в-шестых, даже в этих центральных серпентинизированных нацело

участках серпентинизация прослеживается иногда на глубину в сотни метров¹, т. е. глубину, часто недопустимую для подземной циркуляции. Так как нарисованная картина с большим или меньшим постоянством повторяется в многочисленнейших местностях земного шара, то, очевидно, не остается ничего иного, как утверждать, что *серпентинизация*, т. е. *метаморфизм*, *перидотита произведена им же самим*, т. е. теми постмагматическими газами, парами и растворами, которые мы наблюдаем при всех (см. учебники геологии и примечание на стр. 77) современных вулканических извержениях. Иначе говоря, *перед нами явление самопревращения, т. е. автометаморфизма, и серпентиниты, следовательно, породы автометаморфические.*

[По мнению многих авторов, в некоторых случаях серпентинизация бывает также связана с метаморфизующим действием растворов, идущих от более поздних гранитных интрузий.]

114. Краевые части превращены в серпентиниты *нацело* потому, что сюда устремлялись все газы, пары и растворы, освобождавшиеся почти из всей магмы при ее кристаллизации, а не только те, которые были налицо в этих частях магмы; в центральной части перидотит сохранился, так как газов, паров и растворов было недостаточно в данной части магмы, а из других частей они сюда не достигали; там же, где к этому была возможность (появление трещин при охлаждении в массе затвердевшего перидотита), перидотит *нацело* серпентинизировался и в центральных своих частях. Наконец на то, что метаморфизм происходил несомненно *в твердом состоянии*, указывают: 1) *ненацело* серпентинизированные зерна оливина, пересекаемые, как это видно под микроскопом, во всех направлениях жилками серпентина, и, особенно, 2) *псевдоморфозы*, т. е. *ложные кристаллы* серпентина по оливину, т. е. кристаллы оливина, заполненные серпентином без какой-либо правильной ориентировки к огранке этих кристаллов (если бы один цельный кристалл оливина был выполнен одним же цельным индивидуумом серпентина, можно было бы еще допустить, что кристаллы серпентина имеют точно такую же форму, что и кристаллы оливина).

Наряду с *нацело* автометаморфизованными участками перидотита, как мы видели, встречаются по направлению к центральной части выхода перидотиты, только частично затронутые серпентинизацией, т. е. перидотиты не метаморфические, а **метаморфизованные** частично. Их, конечно, незачем относить в группу пород метаморфических — это просто серпентинизированные перидотиты.

Как видно из составов начальных и конечных продуктов, автометаморфизм происходит с привнесением материала [серпентин $3(\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — оливин $2(\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$ = (при-

¹ С серпентинитами часто связаны месторождения асбеста. Поэтому часто выработки этого полезного ископаемого или буровые скважины идут на такую большую глубину, вскрывая или обнаруживая и здесь серпентиниты (и асбест).

внос) $(Mg, Fe)O + SiO_2 + 2H_2O$] или, во всяком случае, с изменением вещества или его количества (привнос и вынос, т. е. обменное разложение) — два оливина $4(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2$ — один серпентин $3(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O = (Mg, Fe)O - 2H_2O$, т. е. вода привносится, $(Mg, Fe)O$ выносятся¹.

Как идет — детально — весь процесс в отдельных стадиях, это вопрос уже слишком специальный, чтобы на нем останавливаться в нашем случае: достаточно было показать, что он идет *в твердом виде, путем реакций либо простого присоединения, либо обменного разложения, либо* как это иногда наблюдается в других случаях, *путем простого растворения*. А в таком случае полнота и резкость явления должны подчиняться закону всех химических реакций — *закону действия масс*: на только что приведенном примере мы это хорошо видели, так как серпентинизованные оказались те массы, через которые прошло — при прочих одинаковых условиях — большее количество газов, паров и растворов.

Примеры контактового метаморфизма, нормального и с явным привносом

115. Ниже приведен пример, не менее характерный по частой его повторяемости. На рис. 26 крестиками обозначен выход гранита, полосками — вмещающие глинистые сланцы, причем частые полоски с кружками соот-

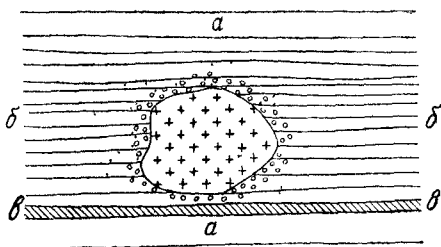


Рис. 26. Контактный двор (ареола) вокруг интрузивной породы (крестики, рисунок дает план) среди пластов осадочной. Степень изменения последней увеличивается в направлении к изверженной массе. Контактное воздействие вкrest простиранья *аа* распространяется на меньшее расстояние, чем по простиранью *бб*; *вв* — пласт известняка

ветствуют наиболее измененным частям глинистого сланца, те же частые полоски с точками — менее измененным частям, без точек — еще менее измененным, вплоть до нормальных (*а,а*) глинистых сланцев. При исследовании местности оказывается, что мощная толща глинистых сланцев, с кое-где заключающимися в ней прослоями известняка *вв*, во многих местах интродуцирована гранитами, один из штоков которых представлен в плане на рисунке. Глинистые сланцы, положим, простираются с востока на запад и имеют очень однообраз-

ный вид, будучи почти абсолютно одинаковыми по всем своим свойствам и в точках *а,а* (к северу и югу от штока) и в

¹ Само собой разумеется, этими равенствами имеется в виду показать только приход или приход и расход, т. е. общий баланс, — и больше ничего.

местах, промежуточных между ними к востоку и западу — в некотором удалении от штоков (точки *б,б*). Изменение, которое наблюдается около гранита, таким образом, замирает по мере удаления от него, сходя на некотором расстоянии на-нет и приводя к одной и той же породе во все стороны от штока — к глинистому сланцу. Изменение наблюдается *только* около штоков, и, следовательно, *может быть связано исключительно с интрузией гранитов*, представляя собой известный нам (п. 30) контактный метаморфизм около гранитов. Нередко это изменение распространяется дальше по простиранию слоев (на восток и запад в нашем примере), чем вкрест простирания (по направлению к точкам *а,а*); агенты, исходившие из гранита, очевидно, легче проникали по стыкам между слоями, чем вкрест к последним. Идя от какой-либо точки местности по направлению к штоку, мы наблюдаем иногда такую картину. Нормальные глинистые сланцы начинают вдруг терять свой однородный характер и покрываются пятнышками — более темными (скопление углистого вещества) или более светлыми (кристаллизация с поглощением железистого пигмента) — либо мелкими бугорочками и узелками, обусловленными появлением более крупных кристалликов, рельефно выдающихся на плоскостях сланцеватости. Масса глинистого сланца между этими пятнами и узелками остается абсолютно одинаковой с совершенно нетронутыми изменениями глинистыми сланцами вдали от штока, и даже под микроскопом иногда нельзя заметить сколько-нибудь существенных изменений. Мы имеем здесь самый удаленный участок контактно-измененного поля — **пятнистые или узловатые глинистые сланцы**.

116. При дальнейшем приближении к контакту с гранитами количество пятен или бугорков увеличивается, и затем начинает постепенно увеличиваться зерно основной массы между этими образованиями, так что вместо плотной и матовой эта масса становится блестящей и обнаруживает под лупой или простым глазом блестящие слюды. Перед нами процесс превращения пятнистого или узловатого глинистого сланца в **пятнистый или узловатый слюдистый сланец**, аналогичный, если отбросить пятнистость или узловатость, так называемому **филлиту** (см. п. 105, III, 1; слюдистый микросланец, состоящий главным образом из кварца, слюды, редких щелочных полевых шпатов, нередко хлоритов и очень часто рутила наряду с железными окислами, причем все, кроме слюд, выдающих себя блеском породы, можно обнаружить только под микроскопом). Эта стадия отмечена на рис. 26 более частыми полосками с точками.

Наконец, почти около самого контакта узелки и пятна совершенно исчезают, и порода снова становится однородной, но уже ясно, хотя и мелко, кристаллической, оставаясь или попрежнему сланцеватой или слоистой — **сланцеватые или слоистые контактовые роговики**, или, теряя и то и другое, — **контактовые роговики**. В последних часто уже в лупу можно уверенно отличать шоколадно-бурый биотит, кварц и даже иногда блеск спайных плоскостей

щелочных полевых шпатов. Под микроскопом такие контактные роговики иногда совершенно не отличимы от соответствующих по составу кристаллических сланцев, если изготовить из последних шлиф по их сланцеватости. *В местностях, где одновременно с извержением гранитов, происходила интенсивная складчатость, никаких различий между контактными роговиками и контактными породами, с одной стороны и слюдяными сланцами или гнейсами слюдяно-сланцевых областей, с другой, не наблюдается, причем, подобно тому как это имеет место в последних областях, мы и здесь наблюдаем постепенные переходы от гнейсов через слюдяные сланцы к слюдистым микросланцам (филлитам).*

Отдельные, переходящие постепенно друг в друга пояса пятнистых глинистых сланцев, пятнистых слюдистых сланцев и роговиков встречаются не во всех случаях, и отдельные зоны иногда вовсе отсутствуют, как равным образом местами даже около гранитов не наблюдается отчетливых контактовых явлений.

117. То обстоятельство, что все эти контактовые породы получились из нормальных пород, залегающих вдали от интрузии, иногда хорошо доказывается сравнением анализов нормального глинистого сланца, взятого вдали от контакта, с анализами всех отдельных пород от пятнистого глинистого сланца до роговика включительно: различия в валовом химическом анализе всех этих представителей почти вполне укладываются в те колебания, которые наблюдаются в анализах различных образцов одной и той же неизменной породы; поэтому такой контактовый метаморфизм часто называют *метаморфизмом без привноса* или *нормальным контактовым метаморфизмом*. Последнее название, как выражающее только частую повторяемость, нормальность явления, гораздо осторожнее и потому приемлемее. Отсутствие привноса еще достоверно не доказано, так как ни в одном случае не приведено достаточного количества анализов. Надо иметь в виду, что контактовый пояс прослеживается иногда на километры, а потому незначительные изменения в относительных количествах окислов в такой огромной толще должны вызываться большим количеством исходящих из интрузии продуктов. По самому существу явления и всей окружающей его обстановке строгого доказательства, конечно, добиться трудно, но совершенно очевидно, что если нет серии анализов, характеризующих отдельно неизменную породу и все главные хотя бы стадии ее изменения, то нет и доказательства, что привнос отсутствует: последнее было бы весьма убедительно, если бы, скажем, в каждой группе из пяти анализов нормального, пятнистого, слюдистого и роговикового сланца наблюдались одинаковые колебания.

118. На рис. 26 приведен тонкий пласт известняка *вв*. Если наблюдать его среди неизмененного глинистого сланца, то это самый обыкновенный тонкозернистый, почти плотный известняк. Если этот пласт находится внутри пояса достаточно сильного изменения, известняк, постепенно увеличиваясь в зерне, превращается в

наиболее близких к граниту местях в яснокристаллическую породу, с ясно отсвечивающими плоскостями спайности или ограничений кальцита — получается контактовый продукт, называемый кристаллическим известняком или мрамором (см. п. 104, 2). Опять привнос может оказаться незаметным, и порода может сохранить даже свой цвет, став только несколько более светлой.

Замечательно в таких случаях то, что, несмотря на превращение глинистого сланца в полнокристаллический яснозернистый роговик, граница между последним и мрамором остается такой же резкой, как вдали от контакта между неизменными глинистой и известковой породами; можно бывает выбить образец из обеих пород, смочив который соляной кислотой, мы заметим, что одна порода вскипает полностью, другая не обнаруживает этого даже в лупу: *лучшее доказательство того, что метаморфизм происходит в твердом состоянии*, едва ли можно было бы придумать, если бы даже не было известно еще лет семьдесят назад, что порошок плотного известняка под влиянием нагревания может превратиться, не плавясь, в мрамор (*опыты Густава Розе и Сименса — G. Rose, Siemens*).

На то же самое указывает обычно резкий контакт между гранитом и прилегающим к нему контактным роговиком: граница часто подобна острию бритвы — на одной стороне крупнозернистая светлая гранитная порода, на другой буровато-черный (от биотита) тонкозернистый роговик, без всякого перехода между ними.

Наконец, то обстоятельство, что эффузивные породы, даже несравненно большие по объему, во всех случаях оказывают совершенно ничтожное контактное воздействие на вмещающие породы, воздействие, выражающееся часто только в спекании, указывает с несомненностью на то, что *главным действующим фактором контактового метаморфизма являются газы, пары и растворы, выделяющиеся из магмы*, а не температура: в эффузивных породах все эти агенты свободно уходят в воздух, в интрузивных устремляются в окружающие породы, пропитывая их под давлением на большие расстояния.

Необходимо также указать, что из интрузивных пород наиболее интенсивные и протяженные контакты наблюдаются именно около гранитов, прослеживаясь на расстояние до десятка километров (Weinschenk, Альпы) и больше (Мейстер, Восточно-Сибирский край). Конечно, ширина контактового пояса зависит прежде всего от массы интрузивной породы, но понятно также, что в случае одних и тех же пород величина пояса будет находиться в зависимости и от взаимного расположения контактирующей и испытывающей воздействие породы, как это было видно на рис. 26. Ясно также, что чем дальше контактируемая порода отстоит по условиям первоначального образования и свойствам от контактирующей, тем значительно больше должен быть и эффект: при прочих одинаковых условиях глинистый сланец силь-

нее метаморфизуется, чем глинистый же песчаник, последний сильнее, чем кристаллический сланец, более молодые граниты часто не оказывают никакого контактного воздействия на прорываемые ими более старые граниты.

119. Наряду с нормальным контактовым метаморфизмом наблюдаются контактные явления, *сопровожаемые несомненным ясным или значительным привносом* в контактируемые породы больших количеств новых продуктов из магматической породы. Выше мы видели это на примере одного из случаев аутометаморфизма (п. 114, конец), но иногда и при явлениях, подобных только что вышеприведенным — нормальным контактовым в непосредственно прилегающем к интрузивной породе роговике наблюдается сильное обогащение биотитом или турмалином. Последний минерал, как мы видели (п. 47), содержит бор, и привнос становится в этих случаях очевидным и без анализа. Иногда в контактах с гранитами, сиенитами и другими породами чистые или почти чистые известняки превращаются в мраморы, содержащие заметное количество силикатов — граната, диопсида, тремолита, форстерита и т. п., так что привнос, по крайней мере кремнезема (SiO_2), становится очевидным. При большом привносе чистый или почти чистый известняк превращается иногда в гранатовые, везувиановые, пироксеново-гранатовые и тому подобные породы, называемые **известково-силикатовыми роговиками** и состоящие полностью или почти полностью из силикатов с полным или почти полным исчезновением кальцита¹. Наряду с кремнием привносится в таких случаях и железо (образуются железистые пироксены и гранаты), могущее отлагаться и в виде отдельных скоплений магнитного железняка, так что местами образуются промышленные железорудные месторождения.

Очень часто контакт с привносом наблюдается около диабазовых пород. Глинистые сланцы вдали от контакта превращаются в светлые пятнистые (обычно бурые пятна) сланцы, называемые **спилозитами**, а в непосредственном контакте образуются тонкозернистые или почти плотные породы, полнокристаллические

¹ Рудные известково-силикатовые роговики называются по шведскому слову — **скарнами, рудными скарнами**.

[Известково-силикатовыми роговиками лучше называть только породы, образовавшиеся при метаморфизме мергелистых осадков без существенного привноса. Скарны же — это типичные метасоматические породы, образующиеся либо за счет известняка при привносе кремния и других окислов, либо за счет алюмосиликатных пород при привносе кальция. Они обычно легко отличаются большей величиной зерна и малым числом минералов в каждой породе — нередко дву- и даже мономинеральные породы. Кроме того, их генезис должен быть подтвержден также геологическими наблюдениями. По Д. С. Коржинскому, скарны большей частью являются так называемыми контакт-реакционными породами, т. е. образуются в контакте гранитов или других алюмосиликатных пород с известняками, за счет местного перемещения части окислов при помощи диффузии в горячих растворах, пропитывающих зону контакта. Эти вопросы имеют большое практическое значение, так как именно с метасоматическими породами связаны важнейшие рудные месторождения.]

и состоящие главным образом из альбита, кварца и небольших количеств других минералов, в том числе актинолита и хлорита. Это так называемые **адиноли**, получающиеся, как это можно доказать на местности, из тех же глинистых сланцев, обогащающихся в контакте кремнеземом и натром (иногда также магнезием). При этом нередко и сам диабаз, особенно в контактах (ср. с серпентинизацией перидотитов в контактах — пп. 113—114), автометаморфизуется: основные или промежуточные плагиоклазы превращаются в альбит, пироксены в зеленую роговую обманку — уралит, и вместо диабазы с гипидиоморфно-зернистой (офитовой) структурой получается порода (амфиболит, метабазит), состоящая из альбита и роговой обманки с паналлотриоморфной структурой. Факт новообразования альбита становится совершенно очевидным и по появлению чистых или почти чистых альбитовых жилок, которые иногда наблюдаются и в связи с другими породами (перидотитами, габбро, диоритами и т. д.). Так как альбитизация плагиоклазов — широко распространенное явление во всех без исключения и интрузивных, и эффузивных, и схизолитовых породах (в пегматитах ортоклазовые полевые шпаты часто альбитизируются и даже иногда вовсе исчезают с превращением нормальных пегматитов в альбитовые, в которых даже кварц частично замещается альбитом — несомненный привнос Na_2O), то становится ясной справедливость утверждения (см. п. 111), что при метаморфизации наиболее часто привносятся кремнезем, окислы железа и натр.

В отношении диабазов следует добавить что спилозито-адинолевый контакт редко наблюдается на больших протяжениях, едва ли превышая где-либо десяток-другой метров, но на Сибирской платформе в связи с такими породами наблюдаются интенсивнейшие постмагматические явления с привносом огромных количеств железа, магния, кремния и других элементов в контактных поясах исключительной мощности (Докторович-Гребницкий, Вл. Соболев, С. С. Смирнов). Интенсивность явления в данном случае объясняется, вероятнее всего, колоссальнейшим размером близко лежащего очага основных пород, покрывающих здесь едва ли не самую большую площадь на земном шаре (по данным С. В. Обручева, выходы базитов наблюдаются здесь на пространстве около полутора миллионов квадратных километров).

Пример механического метаморфизма

120. После ознакомления с автометаморфическими и контактово-метаморфическими породами нам осталось остановиться еще на динамическом или, лучше, механическом (Бальцер, Baltzer) метаморфизме. Благодаря последнему, самая обычная и легче всего распознаваемая порода гранит превращается иногда в сильно складчатых областях в породу, не отличимую ни време-

нами микроскопически ни, конечно, макроскопически от кремнистой породы. Только, наблюдая на местности постепенные ее переходы в более или менее измененные граниты, бывает иногда возможно определенно решить вопрос об ее происхождении после микроскопического исследования. Как уже указывалось (п. 88б), в гранитах, подвергшихся механическому давлению от действия горообразовательных движений, кварц теряет свой вид, превращаясь в белую или серую массу, весьма напоминающую мелкокристаллический агрегат полевых шпатов. Слюда при этом часто начинает при механических перемещениях составных частей породы располагаться по параллельным плоскостям, полевые шпаты частью также раздробляются, частью сохраняются в виде толстых линзочек (глазков) на отчетливо уже сланцеватых разрезах

Мы получаем постепенные переходы от давленных гранитов к катакластическим (брекчиевидным) и сильно катакластическим (сланцеватым) их разностям. При еще более сильном давлении и механическом метаморфизме порода постепенно теряет свой первоначальный вид, превращаясь, наконец, особенно у трещины перетирания, в весьма мелкозернистую, иногда совершенно плотную, зеленоватую от серицита и хлорита массу. В последней даже микроскоп с трудом позволяет установить наличие полевых шпатов, кварца, мельчайших чешуек слюды и хлорита: почти все превратилось в мелкозернистую (в сотые и тысячные доли миллиметра) плотно спрессованную мучнистую массу, так называемый **милонит** (древнегреческое *μύλον* — мельница) или **ультрамилонит** (лучше **гипермилонит**), в котором местами не сохраняется на всей площади обыкновенного микроскопического препарата никаких реликтовых структур первоначальной породы. И здесь внимательное коллектирование дает иногда возможность вскрыть истинную сущность породы при изучении ее под микроскопом: превращение массы в порошок (спрессованный) происходит ведь не в ступке, и потому при всех перемещениях составных частей друг относительно друга местами должны сохраниться макроскопические или, во всяком случае, микроскопические, мало измененные давлением участочки, напоминающие по форме ромбики или чечевицы, т. е. как раз такие формы, на которые предварительно разбивается трещинами всякий, например, твердый куб или параллелепипед, помещенный под пресс. Вследствие различной сопротивляемости и твердости составных частей гипермилониты нередко имеют полосчатую текстуру, иногда извилистую (И. Г. Кузнецов, Центральный Кавказский хребет, Штауб — F. Staub, Центральные Альпы).

Такие же катакластические, брекчированные, милонитизированные породы, милониты и гипермилониты, могут получиться и из других пород, причем весьма замечательно, что даже *при таком крайнем раздроблении, распылении пород никаких почти новообразований, за исключением иногда весьма скудных серицита и хлорита, не наблюдается*. Наоборот, то новое по сравнению с

первоначальной породой, что иногда наблюдается, отлагается совершенно очевидно по трещинам из циркулирующих восходящих или нисходящих растворов: иногда по трещинам гранитовых милонитов наблюдаются, например, отложения кальцита, пирита, золотоносного кварца (Урал, Альпы) и тому подобных веществ, не имеющих никакого отношения к первоначальному граниту, т. е. не выжатых, так сказать, из него путем этих колоссальных по силе механических процессов. Естественно, что такое раздробление не может происходить на небольших глубинах, так как, не говоря даже о распылении больших масс породы, получается совершенно твердая (даже очень твердая) и компактная масса, спрессованная, как это видно под микроскопом, только одним давлением почти без всякого посредствующего цемента.

Статический метаморфизм. Малое его значение

121. Тех сведений о метаморфизме, которые мы получили, еще недостаточно для понимания происхождения главнейших метаморфических пород, кристаллических сланцев. Нам осталось познакомиться еще с одним предполагаемым типом метаморфизма, который, по мнению некоторых ученых, мы можем наблюдать на земной поверхности: это так называемый **метаморфизм нагрузки** (Мильх, Milch) или **статический метаморфизм** (Дэли, Daly). Как показывают оба термина, этот метаморфизм должен обуславливаться *главным образом* давлением (никто из авторов не может отрицать необходимости сверх давления повышенной температуры и химических агентов), но давлением не динамическим, действующим во время горообразовательных движений, а постоянным, статическим, определяемым грузом вышележащих пород. Однако чем бы ни было обусловлено давление, это есть известное физическое явление, эквивалентное известной нагрузке на известную площадь данного тела. Если последнее может растекаться, подвергаясь этой нагрузке, получается один эффект, если не может — другой, и больше ничего. Мы только что выше видели, какой эффект может произвести давление колоссальнейшей силы и масштаба, конечно, совершенно недоступных опытному воспроизведению: оно только раздробляет или распыляет породу и больше ничего. Никакого иного метаморфизма, кроме чисто механического, давление и статическое, и динамическое, и всякое другое, очевидно, произвести не может, и примеры этому дает нам сама природа. Поэтому, мне кажется, можно утверждать, что *главным фактором* метаморфизма — не механического — давление быть не может, и указанные в этом пункте типы метаморфизма можно, по моему, оставить без внимания.

Что это именно так и следует делать, указывают два факта, совершенно несомненные. Один относится к давнишнему и потому забытому опыту Фогельзанга (Vogelsang, 1867), при котором глинистые сланцы подвергались нагреванию в присутствии

воды и кремнекислого натра при 400—450° С и 250—300 атм. давления, причем никаких кристаллических новообразований не получилось. Вышеуказанная температура, принимая обычный геотермический градиент в 33° С на километр углубления, отвечает глубине в 12—14 км, давление же глубине свыше 1 км; но давление, если даже принять, что оно в состоянии что-либо произвести, кроме механического эффекта, большого физико-химического значения для силикатов вообще не имеет, и на основании указанных опытов получается, что даже на глубине, скажем, в 10 км глинистый сланец вовсе не метаморфизуется.

Что это заключение правильно, доказывает и геологическое наблюдение. В Донецком бассейне местами обнажены породы, залегавшие когда-то, согласно данным донецких геологов (Б. Ф. Мефферт, рудник Несветай), на глубине до 10—12 км, будучи прикрыты осадочными породами. Несмотря на это, указанные породы, подвергавшиеся, как видно, достаточному статическому метаморфизму (если бы он существовал в доступных нашему взору местах), вовсе не метаморфизованы. На какой же, спрашивается, глубине имеет место этот метаморфизм? Ведь уже 10—15 км огромная цифра, а, самое главное, чем больше мы должны ее увеличить, тем, очевидно, менее вероятно встреча соответственных пород на земной поверхности. А ведь статический метаморфизм имеет в виду объяснить собой появление гнейсов и кристаллических сланцев, т. е. очень распространенных метаморфических пород. Отсюда понятным становится утверждение, что *статический метаморфизм, или метаморфизм нагрузки едва ли можно принимать во внимание для объяснения происхождения кристаллических сланцев.*

Кристаллические сланцы и гипотезы об их происхождении

122. Последние, как мы видели, представляют собой породы, во-первых, полнокристаллические, с величиной зерна в среднем несколько меньшей, чем у пород интрузивных, во-вторых, породы сланцеватые или слоистые. Область их распространения в основном докембрий, т. е. они слагают большие массы наиболее древних и наиболее глубоко лежащих пород земной коры¹. Если весьма часто среди кристаллических сланцев встречаются породы или действительно и несомненно магматические, или магматическая природа которых наиболее вероятно, то столь же часто таких магматических пород среди кристаллических сланцев *наблюдается непосредственно так мало*, что связывать причину появления сланцев с наличием этих непосредственно видимых магматических пород не приходится, хотя мы видели (п. 116, 2-й абзац), что породы,

¹ Кристаллические сланцы встречаются во всех периодах вплоть до нижнетретичного включительно, уменьшаясь постепенно в количестве по мере уменьшения возраста пород.

неотличимые от кристаллических сланцев, могут получиться в результате простого контактового метаморфизма. Отсюда понятно, что *только* этот *региональный характер метаморфизма кристаллических сланцев* заставлял исследователей искать причину их появления в чем-то другом, чем простой контактовый метаморфизм, приводящий, можно сказать, на наших глазах к образованию таких пород, но только в небольшом, нерегиональном, масштабе.

Для объяснения всех свойств кристаллических сланцев было предложено три гипотезы, из которых две главнейшие упирают на сланцеватость или слоистость этих пород, третья не придает этому свойству существенного значения. Первая из этих гипотез нам уже известна — это статический метаморфизм (см. п. 121), положение слишком маловероятное, если принять во внимание достаточное распространение кристаллических сланцев на земной поверхности: гипотеза влечет за собой, как необходимое следствие, на основании всего нам в этом направлении известного, новую гипотезу — предположение, что на земной поверхности имеется достаточное количество таких мест, которые были погребены когда-то на глубину, большую по меньшей мере 10—15 км.

Вторая гипотеза, имевшая в свое время большое количество приверженцев, это *гипотеза динамометаморфизма*, в настоящее время оставленная, пожалуй, большинством ученых. По этому представлению кристаллические сланцы образовались существенно или даже главным образом под воздействием горообразующих давлений на первоначальные осадочные или магматические породы, превратившиеся под влиянием этих давлений в кристаллические сланцы. Работа давления, по этой концепции, с одной стороны, идет на образование слоистой или сланцеватой текстуры, с другой, превращается в теплоту, достаточную для появления химических реакций в твердой среде при посредстве растворов за счет воды «влажности», присутствующей в любой из земных пород.

Неудовлетворительность гипотезы динамометаморфизма

123. В гипотезе динамометаморфического происхождения кристаллических сланцев заключено по существу несколько положений и предположений, т. е. гипотез.

Во-первых, положение, что давление обуславливает структурные и текстурные особенности кристаллических сланцев. Это, как мы видели, является неоспоримым фактом, наблюдаемым и в некоторых случаях контактового метаморфизма (п. 116, 2-й абзац), и при явлениях милонитизации несомненно обуславливающих сланцеватость катакластических гранитов и даже слоистость (полосчатость) гипермилонитов.

Во-вторых, гипотеза динамометаморфизма заключает несомненный физический закон возможности, и, во многих случаях, необходимости перехода работы давления в теплоту.

Третье положение динамометаморфизма, заключающееся в том, что влажность, находящаяся в горных породах, способствует течению химических реакций, почти невозможных в твердой среде для таких минералов, как силикаты, опять-таки есть положение, а не предположение.

Но гипотеза динамометаморфизма оба последние положения превращает в предположения, в две новые гипотезы, как только утверждает об эффективности этих положений при образовании кристаллических сланцев, так как эта эффективность простым теоретическим положением не доказывается. Указывают, например, на появление светлой слюдки при давлении на плоскостях скалывания полевых шпатов. Но эта слюдка является самым низкотемпературным минералом и начинает образовываться даже при простом диагенезисе пород в сланцеватых глинах. То же самое следует сказать и о хлорите. Самым, однако, убийственным фактом против гипотезы динамометаморфизма является то оттененное выше (п. 120, 2-й абзац) несомненное положение, что даже в распыленных гипермилонитовых гранитах никаких почти новообразований не встречается.

Третье положение защитников динамометаморфизма еще менее вероятно, т. е. более гипотетично, при переходе от теоретического факта к практическому его приложению. Влажность, т. е. 1,5—2% воды (!), должна давать заметный эффект в силикатовых породах с их ничтожной растворимостью. Я написал только «заметный» эффект, а ведь надо себе представлять, что эти 1,5—2% должны способствовать перекристаллизации остальных 97,5—98% породы. Совершеннейшая гипотетичность представлений динамометаморфизма, по-моему, не подлежит сомнению¹.

Кристаллические сланцы — регионально-контактово-метаморфические породы

124. Как же в таком случае объяснить появление кристаллических сланцев? Наилучшее объяснение, естественно, то, что покоится на известных фактах. Совершенно достоверный факт (п. 116, 2-й абзац), что кристаллические сланцы образуются иногда путем контактового метаморфизма. Совершенно достоверный же факт, что такой контактный метаморфизм прослеживается иногда на протяжении десятка километров от контакта (п. 118, 4-й абзац). Совершенно достоверны области, в которых магматические породы покрывают, выходя на земную поверхность, десятки, сотни тысяч и даже свыше 1 000 000 кв. км (см. п. 22, 25 и 119), и совершенно же очевидно, что скрытые от нас магматические очаги еще больше по объему. Наконец, то обстоятельство, что количество магматиче-

¹ Я останавливаюсь только на главнейшем. Некоторые авторы приводят даже подсчеты, какая температура должна получиться при трении, но упускают при этих «подсчетах» и теплоемкость, и теплопроводность, и влажность п т д

ских пород резко увеличивается по мере углубления в земную кору, также установлено с совершенной достоверностью (п. 106), как равным образом несомненно усиление всех горообразующих процессов по мере углубления внутрь коры. В таком случае гипотеза, что *кристаллические сланцы являются теми же контактовыми породами, что иногда в виде совершенно аналогичных контактовых сланцев образуются и на небольших глубинах*, — является, судя по всему нам известному, самой достоверной. Мы делаем здесь только единственное допущение, что в областях с большим развитием кристаллических сланцев должны находиться скрытые от нас огромные массы магматических пород, а это, на основании всего только что указанного, весьма вероятно, если не достоверно: на земном шаре, можно сказать, нет мест, где в связи с кристаллическими сланцами не встречались бы или действительно магматические или апомагматические породы. Только что высказанное положение можно сформулировать иначе: *кристаллические сланцы представляют собой регионально-¹контактово-метаморфические породы складчатых областей*. На это указывает, кроме того, и то что характерные минералы контактовых пород характерны и для кристаллических сланцев, и, наоборот, очень обычный контактный минерал гранат является обычным же минералом кристаллических сланцев, встречаясь здесь в тех же самых структурных соотношениях, что и в контактных роговиках². Главным фактором метаморфизма и здесь являются газы, пары и растворы, исходившие из предполагаемых магматических пород. Перекристаллизация, раскристаллизация (коллоидальных аморфных продуктов) и рост кристаллов идут и здесь в твердом состоянии, чему отвечает паналлотриоморфная структура кристаллических сланцев и т. д.

Современные классификации кристаллических сланцев

125. Останавливаться подробно на современной классификации кристаллических сланцев в книге для неспециалистов не имеет смысла. Впрочем, такая классификация, общепризнанная, еще не имеет прочных оснований. До очень недавнего прошлого существовало разделение кристаллических сланцев на зоны, отвечающие относительной глубине, на которой они образовались. Наиболее

¹ Термин региональный метаморфизм, применяемый иногда в отношении кристаллических сланцев, ничего, конечно, не объясняет. Он только констатирует факт регионального, т. е. большого распространения данного процесса или явления.

² [Следует, однако, отметить, что состав граната, типичного для контактовых пород и для кристаллических сланцев, совершенно различен. Для первых характерен известковый гранат, который может образоваться при невысоких давлениях и больших температурах. В кристаллических же сланцах широко распространен магнезиально-железистый гранат, повидимому, образующийся только при очень высоких давлениях, развивающихся при метаморфизме на более значительных глубинах и за счет тектонических процессов. Наиболее высокое давление, повидимому, имело место при образовании эклогитов, содержащих гранаты, наиболее богатые магнием.]

последовательно такое разделение на **глубинные зоны** проведено австрийской школой (Бекке, Берверт, Грубенманн — Beske, Berwerth, Grubenmann) и, особенно, последним из названных ученых, в делении которого кристаллических сланцев на три зоны — катазона, мезозона и эпизона (самая верхняя) — полностью отразилось столь же старое, как сама геология, разделение кристаллических сланцев на три типа: гнейсов, кристаллических сланцев и филлитов (микроструктурных сланцев). Разделение производится на основании минералогического состава и соответствует скорее температурным зонам, чем глубинным: для верхней зоны, например, характерны серицит, хлорит, эпидот, цоизит, глаукофан, лучистые амфиболы; для средней — мусковит, олигоклаз, ортоклазовые полевые шпаты, снова эпидот, цоизит, роговые обманки; для нижней — ортоклаз, плагиоклазы (все), биотит, пироксены, оливин, гранаты и т. д. Это почти точно отвечает расположению минералов в температурном порядке по повышающейся температуре их обычного образования. Поэтому неудивительно, что некоторые современные петрологи даже австрийской школы утверждают, что зоны отвечают не глубинным, а *температурным* условиям. Впрочем, несмотря на большую детальность в классификации Грубенманна, обратные заключения по минеральному составу о *глубине залегания* часто совершенно не соответствуют действительности, и вопрос *в каждом случае должен решаться отдельно*. В таком случае это разделение сводится в существе своем к объединению в группы кристаллических сланцев, часто совместно встречающихся. Вместо того, чтобы сказать, что в данной области встречаются (см. ниже, характеристики) филлиты, хлоритовые или зеленые (микро) сланцы, можно сказать, что встречены сланцы эпизоны Грубенманна. Кому это кажется рациональным, тот и пользуется таким разделением.

Более дробное деление на так называемые **минеральные фации**, т. е. по минералам и их комбинациям, проводится в настоящее время финским петрологом Эсколя (P. Eskola). Эпи-, мезо- и катазонам Грубенманна соответствуют, например, зелено-сланцевая, амфиболитовая и гнейсовая фации Эсколя, выделившего и другие еще фации — санидинитовую, эклогитовую (высокотемпературная и глубинная) и т. д. В сущности тем же самым является и подразделение англичанина Тиллей (Tilley) **на степени метаморфизма**. Все эти классификации стремятся установить такие же *руководящие породы*, т. е. минеральные ассоциации, какие комбинации окаменелостей выводят палеонтологи для фиксации горизонтов; данная минеральная фация, степень метаморфизма, зона и т. д., подбираются на основании известного материала таким образом, чтобы выделить комбинации, *наиболее чувствительно* реагирующие на перемену обстановки. В таком случае мы должны, в конце концов, притти к естественным классификационным граням, разделяющим группы метаморфических пород друг от друга.

126. Трудность установления этих границ обусловлена: 1) боль-

шой устойчивостью породообразующих минералов в очень широких физико-химических границах и 2) очень медленным установлением действительного равновесия в минеральных системах, силикатовых особенно и других вообще, благодаря чему, например, неустойчивый арагонит миллионами лет существует как таковой, не превращаясь в кальцит, или плагиоклазы несколько не теряют своей зональности и т. д. Кроме того, всеми, как мы видели, совершенно согласно принимается, что при метаморфизме порода ни на один момент не расплавляется и не переходит в раствор в сколько-нибудь заметной своей части. Иначе говоря, ни на один момент мы не имеем *целого*, а потому не можем говорить и о *частях* этого целого, т. е. *фазах: правило фаз к кристаллическим сланцам, как к породам, не применимо*¹, а оно, как мы видели, могло бы служить прекрасным контролем (п. 49) теоретических построений; очень большая сложность вопроса (например, привнос и вынос, наличие их и, особенно, совершенно не поддающееся количественному учету влияние привноса и выноса при отсутствии неизменной родоначальной породы и т. д.) не позволяет поэтому говорить о классификации кристаллических сланцев и метаморфических пород вообще, вследствие чего в дальнейшем приводится только наиболее удобное их разделение при постоянно проводившемся в этой книжке ограничении наиболее распространенными породами.

Грубое разделение всех метаморфических пород по родам метаморфизма

127. Мы видели, что метаморфические породы можно разделить — притом во всех более мелких отделах — на *собственно метаморфические*, т. е. совершенно видоизмененные породы, в которых родоначальная порода исчезла, как таковая, и потому непосредственно не усматривается, и породы *метаморфизованные*, т. е. с заметной еще массой первоначальной породы. Метаморфизованные породы можно относить в группу метаморфических только с той целью, чтобы показать возможные пути образования последних; по существу же они находят себе место среди магматических

¹ Правило фаз применил впервые к учению о контактных роговиках Гольдшмидт (Goldschmidt, 1911), а затем и многие другие авторы. Против возможности его применения писал в 1918 г. Лодочников, затем в 1921 г. Бекке (F. Becke).

[В настоящее время, после работ ряда петрологов и особенно Д. С. Коржинского вряд ли приходится сомневаться в возможности и пользе применения правила фаз к метаморфическим породам. Так называемые парагенетические диаграммы, построенные на основе этого правила, позволили выявить новые важные закономерности минералообразования при метаморфизме, в частности сделали возможным предсказывать новые возможные парагенезисы и выводить так называемые запрещенные парагенезисы. Показана также возможность применения правила фаз к метасоматическим породам, т. е. к открытым системам, в которых процесс протекает при значительном привносе и выносе вещества. Подробности см. в специальных работах, например, В. С. Соболев «Введение в минералогию силикатов», 1949.]

(альбитизированный диабаз, уралитизированное габбро, серпентинизированный перидотит и т. п.) или осадочных пород (пятистый глинистый сланец, обожженный песчаник, мраморизированный известняк и т. п.), и по их названиям видны уже их состав и свойства. Дальнейшие подробности для нас излишни. Часто степень изменения, а иногда и характер его могут быть распознаны только под микроскопом (альбитизированный порфирит и пр.).

Метаморфические породы мы разделим на: 1) **автометаморфические**, 2) **контактово-метаморфические** и 3) **регионально-контактово-метаморфические** или **кристаллические сланцы**.

Главнейшие автометаморфические породы и их макроскопическая характеристика

128. Автометаморфические породы образуются из магматических путем видоизменения их поствулканическими агентами — газами, парами и растворами, исходящими из *самой* остывающей магмы. Поэтому весьма часто они встречаются внутри или, чаще, с краев неизмененных магматических пород в виде отдельных пятен или участков.

Серпентиниты (см. pp. 113—114) — преимущественно зеленые самых различных оттенков с более темными струйками, пятнами, реже темные синеватые или сине-черные породы, с раковинчатым или занозистым неровным изломом, всегда более или менее легко царапающиеся ножом. Залегают среди перидотитов, иногда с поверхности нацело замещая последние; часто располагаются у краев перидотитовых массивов. Нередко сланцеваты по периферии последних. Весьма важные породы, с которыми часто бывают связаны месторождения платины, золота, меди, хрома, никеля и других металлов. Очень ценный продукт *асбест* связан исключительно с этими породами, пересекая последние в виде жилочек, или параллельных, или расходящихся по всем направлениям. Это тонковолокнистый серпентин, в котором волокна чаще всего направлены перпендикулярно к жилкам и который легко превращается под руками в ватообразную массу. С серпентинитами же часто связаны месторождения магнезита ($MgCO_3$) и галька, также ценных продуктов¹.

Грейзены — белые, часто запачканные красными и бурыми железными окислами, богатые бесцветной или зеленоватой слюдой породы, яснозернистые, не берущиеся ножом, царапающиеся легко стеклом, так как состоят главным образом из кварца со светлой слюдой. Образуются за счет гранитов путем замещения в них полевых шпатов кварцем и частью светлой слюдой, биотита — светлой слюдой и потому всегда связаны с гранитами, среди которых залегают пятнами, карманами и участками. Такой связью с гра-

¹ Кроме автометаморфических, встречаются серпентиниты и контактово-метаморфические, связанные с карбонатowymi породами; но распространение их по сравнению с первыми совершенно ничтожное.

нитами отличаются от слюдяных кварцитов, также состоящих из слюды и преобладающего кварца; кроме того, часто выдают себя за таковые частым развитием в них длинных призм и игл турмалина, местами испещряющего и гранит и грейзен. В высшей степени важная практически порода, так как с нею бывают связаны месторождения оловянного камня, главного поставщика олова. Поэтому во всех гранитах нужно особенно внимательно следить за обогащенными кварцем и слюдой участками и брать побольше образцов из грейзенов, особенно обогащенных турмалином.

Оловянный камень SnO_2 распознается в лупу по коротким столбиковидным кристаллам, с насаженными по обоим концам столбиков четырехгранными пирамидками, и по весьма частым колечатым двойникам, т. е. сросшимся под углом вышеуказанным столбикам. Столбики на гранях призмы часто покрыты тонкими параллельными ребрами призмы штрихами; штриховка же идет параллельно основанию насаженных на столбики пирамид. Цвет кристаллов, часто собирающихся в агрегаты, бурый различных оттенков, иногда черный; блеск жирный, иногда металлоидный. Минерал имеет большую твердость (6—7), царапает стекло, на фарфоровой пластинке оставляет очень слабую желтовато-буроватую черту; очень тяжелый, с удельным весом около 7. Бывает иногда тонкоигольчатый. При присадке соды дает перед паяльной трубкой королек олова. Грейзены часто сопровождают турмалиновые¹ граниты. *Коллектировать подробнее, описывать детальнее, следить всеми способами за оловянным камнем.*

Пропилиты представляют собой автометаморфические порфировой структуры породы, связанные с порфирами, порфиритами и кайнотипными их представителями (таблица п. 88), в сообществе с которыми и встречаются. Иногда, при очень сильном автометаморфизме, порфировая структура ступшевывается, и породы представляются весьма тонкозернистыми, почти плотными, всегда зеленых, темнозеленых и фиштакково-зеленых цветов. Нередко в них изобилует (заметно в лупу) пирит в виде кубиков с ржавыми потеками окислов железа около них; часто вскипают от соляной кислоты вследствие пропитывания кальцитом, замещающим все составные части, кроме кварца, первоначальной порфировой породы. Все мафические минералы последней превращены в хлориты и эпидоты, полевые шпаты альбитизируются, цеолитизируются и иногда каолинизируются, и макроскопически выглядят зелеными следст-

¹ Для турмалина очень характерен призматический или игольчатый вид кристаллов, часто собирающихся в игольчатые пучки (солнца). Если удастся заметить в призме, похожей на роговую обманку, поперечный разрез в виде сферического треугольника, то это, наверное, турмалин. Отличается от роговой обманки отсутствием спайности и тем самым мелкораквинчатым или неровным изломом. Весьма характерно несимметричное развитие граней на концах призматических кристаллов. Цвета самые различные, иногда даже по концам одного и того же кристалла, от бесцветных до совершенно черных. Твердость 7—7,5, и потому минерал царапает стекло; удельный вес около 3. Блеск стеклянный; многочисленные штрихи на гранях призмы. Двойники исключительно редки.

вие пронизывания жилками хлорита, замещения эпидотом, серицитом и пр.; иногда мафические минералы замещены пиритом. Важные породы по связи с ними рудных месторождений, в том числе золота и серебра. *Непрерывно исследовать подробнее во всех частях такие измененные порфиновые породы, особенно в наиболее измененных местах. Подробнее коллектировать; побольше брать наиболее сильно пиритизированных образцов; набирать образцы каолинитов, встречающихся местами среди пропилитов.*

[При метасоматических процессах, связанных с циркуляцией в породах высокотемпературных растворов, обычно происходит изменение как интрузивных пород, с магмой которых связаны растворы, так и вмещающих пород, так что образование автometаморфических или, лучше, автometасоматических пород тесно связано с образованием метасоматических пород вообще. Так, например, с образованием серпентинита за счет ультраосновных пород нередко связано образование метасоматических тальковых и тальково-карбонатных пород во вмещающих толщах.

Важнейшими метасоматическими породами, кроме перечисленных выше, являются также скарны, о которых упомянуто в п. 119 (примечание), и вторичные кварциты. Последние представляют собой разнообразные породы, обычно содержащие кварц и минералы, богатые глиноземом. Они образуются в условиях малой глубины в результате циркуляции через изверженные породы, богатые кремнеземом, очень кислых растворов, повидимому, с высокой концентрацией серной кислоты. Вторичные кварциты широко развиты в Казахстане, где с ними связаны месторождения ценного глиноземистого сырья и рудные месторождения. К вторичным кварцитам приближаются алунитизированные окварцованные породы, образующиеся за счет кислых эффузивов при действии кислых фумаролл.

Систематическое изучение метасоматических пород только сравнительно недавно поставлено на прочную теоретическую основу (Д. С. Корминский), и их новая классификация находится в стадии разработки. Важными признаками, позволяющими отличать их от метаморфических пород, образовавшихся без значительного перемещения вещества, являются: меньшее число минералов, сосуществующих в породе; большая величина зерна, причем здесь можно конечно, сравнивать лишь породы, образовавшиеся примерно в одинаковых температурных условиях; метасоматическая зональность, проявляющаяся в резкой смене пород разного минералогического состава с соответствующим закономерным распределением зон, чаще всего по вертикали или перпендикулярно к контакту двух различных пород.

Так как состав метасоматических пород резко отличается от состава исходной породы, наиболее важным петрографическим критерием здесь оказываются лишь реликтовые структуры. Так, например, в алунитовых породах хорошо сохраняется реликтовая порфировая структура благодаря образованию псевдоморфоз алу-

нита по полевому шпату и сохранению более устойчивых порфировых вкрапленников кварца. Однако реликтовые структуры далеко не всегда сохраняются, и тогда прямое доказательство метасоматоза можно найти только в поле, проследивая переходы от измененных пород к первичной. Такое прослеживание весьма затруднено резкой сменой минеральных парагенезисов при метасоматозе, так что первоначальные границы пород (например, гранита и известняка в скарнах) удастся провести иногда лишь после тщательного изучения и выявления закономерности процесса.]

Главнейшие контактово-метаморфические породы и их макроскопическая характеристика

129. *К контактово-метаморфическим* породам относятся контактные роговики, породы мелкокристаллические с блестящими гранями кристалликов и плоскостей спайности. Состав самый различный, цвета также; породы массивны, реже сланцеваты и слоисты. Распознаются за таковые *по непосредственному соседству* с магматическими, интрузивными, главным образом, породами и *по переходам* далее от контактов в очень макроскопически характерные *контактово-метаморфизованные пятнистые и узловатые породы*. Состав этих пород в огромном большинстве случаев распознается, вследствие их мелкозернистости, только под микроскопом, и потому чаще всего по только что указанным признакам соседства и переходов они могут быть названы в поле только самым общим именем контактных роговиков. В частности же можно указать на следующие их разновидности.

Биотитовые роговики — темные, черные с бурым (от шоколадно-бурого биотита) оттенком мелкокристаллические породы с легко распознаваемыми и блестящими чешуйками слюды.

Андалузитовые роговики (характерные для ороговикованных глинистых пород, богатых Al_2O_3 , — андалузит один из самых богатых Al_2O_3 силикатов Al_2SiO_5) — то же, с более крупными призмочками андалузита.

Адиноли — серые или зеленовато-серые, почти плотные породы, не царапающиеся ножом, белеющие при выветривании, иногда покрытые сетью совершенно белых прожилок и находящиеся только в связи с диабазовыми породами.

Мраморы или кристаллические известняки — см. п. 104, 2.

Мраморы с контактными минералами — невооруженным глазом или в лупу в общей бурно вскипающей с кислотой массе видны отдельные отличающиеся по цвету минералы или участки, не вскипающие с кислотой. Особенно следить за такими мраморами, которые, почти не меняя цвета и однородности окраски, переходят постепенно в такие же массы, вскипающие с кислотой только в порошке. С такими *доломитовыми или доломитизированными мраморами* *бывают связаны месторождения цветных металлов* — следить внимательно в местах, близких к контактам.

Известково-силикатовые роговики (см. п. 110) — светлосерые с зеленоватым оттенком, очень мелкокристаллические породы, часто с меняющимися в неправильных участках оттенками цветов, с занозистым изломом, не вскипающие с кислотой; переходы в мраморы с контактными минералами всевозможные.

Известково-сланцевые роговики и известково-сланцевые сланцы. Слюда темная или бесцветная (мусковит).

Кристаллические сланцы и их разделение

130. *Кристаллические сланцы* по происхождению из магматических или осадочных пород делятся на *ортопороды* и *парапороды*. ортогнейс, ортоамфиболит, хлоритовый ортосланец — кристаллические сланцы, образовавшиеся из пород магматических; парагнейс, параамфиболит, хлоритовый парасланец — образовавшиеся из осадочных пород. Первые можно называть **апомагматическими**, вторые **апоседиментогенными**, или, если природа кристаллического сланца может быть определена еще точнее, приставка *apo* присоединяется к названию родоначальной породы, служащему определительным словом: **апосиенитовый** или **апоконгломератовый гнейс** — гнейс, получившийся, как это определено *доказано*, из сиенита или соответственно конгломерата; **апомергелистый амфиболит** — амфиболит, получившийся из мергеля; **аподиабазовый зеленый сланец** — зеленый сланец, получившийся из диабазы, и т. д. Существуют еще сланцы смешанного происхождения, получившиеся путем послыжного внедрения магматической породы между слоями осадочной (ср. п. 109, 2-й абзац); это **инъекционные кристаллические сланцы** или **миктосланцы**. Их называют также **мигматитами** — название, подходящее ко всем смешанным, не только кристаллически-сланцевым, породам.

[Различные мигматиты особенно широко распространены среди кристаллических сланцев древних докембрийских формаций. Здесь встречаются все переходы от таких инъекционных гнейсов, в которых прекрасно видна граница между жилками гранитного состава и вмещающей породой, вплоть до таких пород, где уже произошло взаимодействие и состав выровнялся, так что первоначальные границы становятся нередко трудно распознаваемыми. Очень трудно себе представить такой подвижный силикатный расплав, который мог бы проникать в боковые породы в виде сети тончайших жилок и притом на весьма большие расстояния. Иногда это объясняют особой насыщенностью магмы водой, но теперь экспериментально доказано, что растворимость воды в силикатном расплаве при очень высоких давлениях весьма ограничена (опыты Горансона) и вряд ли ее содержание может превышать 10%. Эти трудности являются одним из доводов теории гранитизации в пользу немагматического происхождения гранитов; в мигматитах эти исследователи видят начальную стадию процесса гранитизации под действием растворов. Дискуссия по этим проблемам еще не закончена,

но, повидимому, здесь следует искать подтверждение представления об образовании магмы за счет частичного переплавления соответствующих кристаллических сланцев.]

Генетические признаки

131. Определить происхождение кристаллического сланца удается далеко не во всех случаях. 1) *Интрузивное залегание* (п. 30) и 2) *контактового воздействия* — в сильно складчатых областях чаще всего совершенно *затушевываются*, даже если они когда-то были резко выражены. 3) *Переходы* в осадочные или магматические породы — это всегда надо иметь в виду — могут быть только кажущимися: наблюдая их в поле, необходимо иллюстрировать детальнее все такие переходы, и *только* последующая *микроскопическая* обработка тщательно собранных образцов, при тщательной же иллюстрации и описании наблюдаемых в поле явлений, иногда решает вопрос определенно. 4) *Состав*, как мы видели (п. 110), тоже далеко не всегда дает возможность решить вопрос с определенностью. 5) Самое уверенное решение получается при *наличии остаточных, реликтовых, структур* или при *сохранении первичной гипидиоморфно-зернистой структуры* (при кажущейся сланцеватости, обусловленной флюктуационностью, ср. п. 109, 3-й абзац) в кристаллическом сланце; но и последнее наблюдение неосуществимо без микроскопа, открывающего иногда возможности для суждения о происхождении породы по самым незначительным примесям или деталям в строении минералов. 6) Точно так же *сохранение окаменелостей* первоначальной осадочной породы; такие окаменелости, правда, очень, редко сохраняются даже в массивных контактных роговиках и совершенно недвусмысленно указывают на осадочное происхождение кристаллического сланца.

Главнейшие представители и их распознавание без микроскопа

132. Наиболее распространенными из кристаллических сланцев являются гнейсы, слюдяные сланцы и филлиты.

Гнейсы — полнокристаллические, яснозернистые, сланцеватые, непременно *светлоокрашенные*, нетемные породы, состоящие из полевых шпатов, кварца и слюд — светлой или темной, или обеих вместе, так что различаются подразделения — **биотитовые, мусковитовые** и **двуслюдяные гнейсы**. Дальнейшие подразделения производятся по появлению в заметном количестве других минералов — роговой обманки (при этом кварц иногда исчезает), граната, эпидота, силлиманита, графита и других минералов. Слюды (и другие минералы) образуют или отдельные индивидуы, располагающиеся в параллельных плоскостях или поверхностях, или собираются в отдельные слои — **полосатые гнейсы**. В связи с последним обстоятельством на плоскостях сланцеватости в таких гнейсах ничего, кроме слюд, не видно, и остальные составные части распознаются

(по п. 88 б) на поперечных к сланцеватости или слоистости изломах. От слюдяных сланцев гнейсы отличаются своей непременно светлой, в крайнем случае пестрой, окраской (с явным преобладанием светлых минералов), наличием заметного количества полевых шпатов и часто *линзовидно-сланцеватой* текстурой в отличие от параллельно-сланцеватой текстуры слюдяных сланцев.

Гнейсы — самые распространенные из кристаллических сланцев орто-, пара- и микстопороды. Последние получают от тонкой послойной инъекции гранитов и аплитов в осадочные породы.

Слюдяные сланцы — биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные — отличаются от гнейсов отсутствием или незначительным количеством полевых шпатов. Окраска иногда темная, сланцеватость параллельная, часто извилистая, зерно, как у гнейсов, иногда несколько мельче, но всегда ясное. Дают все переходы: в гнейсы — при увеличении количества полевых шпатов, в кварциты — при уменьшении количества слюд и в *слюдистые микросланцы (филлиты)* — при уменьшении зерна.

Вместе с гнейсами составляют главную массу кристаллических сланцев в древнейших горных системах. Происхождение почти исключительно осадочное.

Слюдистые микросланцы (филлиты) представляют собой наименее сильно метаморфизованные и потому очень мелкозернистые и тонкосланцеватые, часто плотные, парапороды. Дают все переходы в глинистые сланцы, от которых отличаются полнокристалличностью, что можно установить только под микроскопом, и отчетливым шелковистым блеском (ср. п. 105, III, 1), обусловленным расположением мельчайших чешуек слюды в параллельных направлениях, благодаря чему получается одновременный отсвет от всех этих чешуек. Слюда почти исключительно светлая; очень часто присутствуют хлориты, обуславливающие зеленоватые оттенки в цветах этих пород. Остальной состав без микроскопа не различим. При неотчетливом шелковистом блеске лучше называть эти породы слюдистыми глинистыми сланцами (филлитовидными сланцами). За весьма редкими исключениями это — парапороды.

Эти три группы пород, вообще говоря, составляют главную массу кристаллических сланцев. Остальные имеют подчиненное распространение и широко развиты только в отдельных местностях.

133. Амфиболиты часто бывают массивными, не сланцеватыми; относятся к группе кристаллических сланцев, так как являются метаморфическими, очень тесно связанными с этой группой пород. От амфиболовых гнейсов отличаются всегда темной (не светлой и даже не пестрой) окраской, серо-зеленой или темнозеленой, так как состоят почти из одинаковых количеств амфибола и плагиоклаза, отвечая по соотношению фельсических и мафических минералов группе габбро или темноокрашенных диоритов (меладииоритов). Зерно самое различное, от ясно видимого до плотного (последнее очень редко). Породы очень распространенные, но в небольших массах, среди гнейсов и слюдяных сланцев. Могут быть

и ортопородами (апогаббровые, аподиабазовые), и парапородами (апомергелистыми) и микстопородами (апоизвестняковыми с большим привнесом в контактах с магматическими породами). В случае очень тонкого зерна макроскопически не отличимы от **амфиболовых сланцев**, состоящих или из одной роговой обманки с незначительными примесями или из роговой обманки и кварца.

Эклогиты — массивные или сланцеватые породы кристаллически-сланцевых областей, состоящие из красного граната и зеленого пироксена, с небольшой примесью часто нераспознаваемых под микроскопом минералов (иногда можно видеть в лупу синие призмочки дистена). Породы редкие. Упомянуты здесь как породы, часто встречающиеся в связи с амфиболитами.

Хлоритовые сланцы — зеленые, преимущественно темнозеленые, мягкие, свободно берущиеся ножом породы, состоящие в подавляющей массе из хлорита. Массивные называются **хлоритовыми породами**. Присутствие кварца следует оттенять в названии — **кварцево-хлоритовые сланцы и породы**. Весьма часто встречаются в перидотитовых и серпентинитовых областях, а также в местностях, богатых выходами диабазов и других базитов. Отличаются, как отмечено, зеленым цветом и мягкостью. Бывают орто- и парапородами.

Тальковые сланцы и породы — очень светлозеленоватые, иногда зеленоватые (примесь хлорита, серпентина) породы, жирные на ощупь и очень мягкие. От хлоритовых сланцев отличаются цветом и, еще лучше, отчетливой жирностью на ощупь. В чистом виде — очень бледные цвета — технически важные породы. Происхождение и ассоциации подобны хлоритовым; часто получаются за счет замещения серпентинитов и перидотитов; как и хлоритовые сланцы, часто содержат поэтому примесь серпентина.

Зеленые сланцы — светлые, зеленоватые или зеленовато-сероватые породы, плотные, не обладающие ни мягкостью двух предыдущих, ни жирностью на ощупь, матовые или слабо блестящие. Состав — альбит и иногда кварц, минералы группы эпидота, хлорит, лучистый амфибол — обнаруживается только под микроскопом. Встречаются в серии филлитов или хлоритовых сланцев. Пара- и орто- (аподиабазовые) породы.

134—138. ЗНАЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

134. Нам осталось познакомиться еще со значением горных пород в жизни и технике.

Значение горных пород как полезных ископаемых (каменная соль, сера, уголь, нефть, железные руды, фосфориты и пр.) само собой понятно. Такие горные породы (ср. п. 2) рассматриваются отделом геологии, занимающимся полезными ископаемыми.

Следует точно так же отметить, что без знания петрологии никакое изучение рудных месторождений не может быть поставлено экономично и рационально, т. е. научно. Огромное, подавляющее

количество месторождений металлов связано с магматическими и апомагматическими породами. Несколько примеров этому было приведено в связи с породами автометаморфическими (п. 128).

Наконец, непосредственное значение горные породы имеют в виде химического сырья, в качестве удобрений (не говоря о калийных солях и фосфоритах, таковыми служат известняк, мергель, гипс, ангидрит), в качестве материала для стеклоделания (кварцевые пески и песчаники), для мостовых, дорог, в качестве металлургического продукта (в процессах Томаса и основном Сименс-Мартена — известняки и доломиты), в виде литографского камня (известняки), пробирного камня (кремнистые породы), кровельного камня (кровельные сланцы), цементных материалов и вяжущих веществ (известняк, мергель), облицовочных камней, материалов для художественных изделий и скульптуры и т. д. и, наконец, самое широкое применение находят себе горные породы в виде *строительных материалов*, где в ответственных случаях они являются незаменимыми никаким искусственным продуктом.

В последнем отношении естествоиспытатель и всякий гражданин может оказать неоценимые услуги обществу, особенно в глухих и отдаленных местностях, если он отобьет каким-либо образом образец не меньше спичечной коробки, лучше в полкирпича, из встречающихся в таких местностях обнажений горных пород, указав хотя бы только положение места. Это особенно большое значение имеет в нашем очень обширном отечестве, со многими недостаточно освещенными в геологическом отношении местами; ботаник, лесничий, простой охотник могут наткнуться, скажем, на обнажение известняка в глухом лесу, обнажение, до которого геологу и не придет в голову добираться, а между тем богатые железные руды поблизости или даже в десятках километров могут оказаться обесцененными именно вследствие отсутствия известняков и доломитов.

Необходимость осторожного обращения с ценными месторождениями и предварительного их петрологического исследования

135. Высокого качества строительные материалы могут оказаться в небольшом удалении от нарождающихся промышленных центров. *Никогда не следует начинать эксплуатировать такие ценные месторождения, не посоветовавшись с петрологом или геологом.* Неправильная, кустарная разработка может весьма сильно понизить ценность месторождения и вызвать совершенно производительные расходы. Для указания ценности месторождений камней в высокоразвитых индустриальных странах достаточно сказать, что иногда каменоломни оказывается выгодным углублять на сотни метров, работать даже их штольнями (закрытыми, дорогостоящими выработками — римские катакомбы были именно такими выработками) и что, например, в Германию ввозилось скан-

динавских камней (недорогой водный фракт) на сумму до десяти миллионов золотых рублей ежегодно.

Без исследований специалистом месторождения может оказаться, что материала для запроектированных построек совсем недостаточно. Неспециалист полагает, что пласт доброкачественного песчаника идет на достаточную глубину, а на самом деле оказывается, как это нередко и бывает, что песчаник образует только сравнительно тонкий пропласток в глинистом сланце, смыгом на поверхности, причем залегание пород, не выясненное специалистом, обманчиво рисует в связи с рельефом местности громадные запасы. То же может оказаться и с базальтовым (или диабазовым) «куполом» (базальт прекрасный материал для мостовых и других сооружений): такой купол может оказаться прежним куполовидным возвышением, прикрытым тонким слоем лавы, и т. д.

В больших месторождениях ценного материала неспециалист может так повести работу, что добыча нужных для данной цели глыб или вообще больших кусков камня будет вестись против действия силы тяжести, и придется менять все работы с тем, чтобы глыбы можно было снимать не против их естественного уклона, а по уклону. Поэтому прежде чем приступать к разработке, руководитель должен выяснить все черты в архитектуре (п. 34) выхода.

Чтобы оттенить важность правильности закладки и ведения работ, укажу также, что недосмотры или незнание могут повести к тому, что месторождение может оказаться раньше времени — или совсем понапрасну — затопленным водой, которая могла бы быть отведена соответственным выбором направления работ путем использования или рельефа местности или возможности отводить воду вниз в водопринимающие слои лежащих по соседству пород и т. д. В этом отношении опять имеет огромное значение архитектура породы, наличие сбросов, сдвигов и т. д. Частые нарушения такого рода делают иногда камень совершенно негодным, как негоден, конечно, он для известных целей в случае присутствия многочисленных и неправильных трещин отдельности. В других случаях последние делают, наоборот, такой камень очень желанным, например, в случае необходимости получения мелкого щебня.

Наконец, геологическое исследование на месте помогает иногда очень просто выяснить стойкость камня в отношении выветривания: если даже в мелком щебне камешки остаются крепкими, не имеют изношенных, округленных, углов, не меняются в цвете и не покрываются ржавыми потеками, то камень безусловно хорошо противостоит выветриванию.

Из всего предыдущего должно быть понятно, что *некоторые месторождения высокоценных и большого объема строительных материалов нельзя начинать разрабатывать без консультации специалиста и что всякие указания и присылка образцов в геологические исследовательские институты особенно из глухих, лесистых или отдаленных, малопосещаемых местностей может принести большую пользу государству.*

Современные испытания строительных материалов

136. На технических свойствах горных пород, как камней, и предъявляемых к ним в этом отношении требованиях останавливаться в нашем случае не приходится — это слишком опять-таки (см. п. 2) специальный предмет, Перечислю только для характеристики те пробы, которые должны быть произведены над камнями для их технической оценки.

Породы, употребляемые для лечебных, вяжущих целей, удобрения, в качестве химических, металлургических и других продуктов, испытываются на соответствие их этим целям, т. е. эффективность, крепость и длительность получаемой связи, на действительность свойств удобрения, отсутствие вредных примесей, большее или меньшее соответствие химизма, огнестойкость и прочее.

Как камни и естественные строительные материалы породы испытываются на: 1) раздавливание, 2) растяжение и 3) изгиб, изменяющиеся от породы к породе и даже в одной породе; например, граниты подвергаются раздавливанию, начиная от 600—900 кг на квадратный сантиметр (слабый камень), до 1600—3700 кг (прочный и очень прочный); мраморы имеют соответственные пределы от 400—800 до 1200—2000 кг; плотные известняки от 200 до 2500 кг и т. д. Затем на: 4) трещиноватость, 5) пористость, 6) водопроницаемость, 7) воздухопроницаемость, 8) хрупкость (для зданий и сооружений, испытывающих толчки, в других случаях это неважно) и 9) вязкость (очень важно для сооружений, испытывающих толчки); на 10) изнашиваемость и 11) стойкость по отношению к климатическим условиям (размягчение и переход в слабый камень по отношению к раздавливанию, вследствие поглощения воды и влажности; частое замораживание, постепенно раздвигающее, наподобие клина, все трещины; растворимость; шероховатость, задерживающая семена растений); на 11) теплопроводность, 12) легкость обработки, 13) делимость (для кровельных сланцев), 14) химический и минералогический состав (легкая или трудная, с образованием стекла, кристаллизация и связанная с последней прочность после переплавления в определенные формы — базальты и диабазы для мостовых), 15) большую или меньшую восприимчивость к полировке (облицовочные, скульптурные и прочие камни); на 16) однородность состава и зерна; 17) легкость добычи и 18) удельный вес (например, в случае необходимости легких конструкций; удельный вес дает одновременно и пористость породы, если определен отдельно в куске и в порошке; тяжелые камни хорошо противостоят всяким сотрясениям и напору волн).

Главнейшие вредные примеси и качества строительных материалов

137. Относительно вредных во всех случаях признаков камня как строительного материала можно отметить следующее. В отношении состава особо вредной примесью для всех камней является пирит или серный колчедан, легко окисляющийся на воздухе и даю-

щий при этом серную кислоту, разъедающую камень (особенно известняк, мрамор, мергель), а также покрывающую его ржавыми потеками окислов железа и порами. Особенно вреден очень мелкий, не видный иногда и в лупу, пирит, испещряющий породу или находящийся в ней в заметном количестве. Узнать его присутствие очень легко, если истолочь камень в мелкий порошок, насыпать в длинную стеклянную трубку и подогреть последнюю на простом огне от свечки, лучины и т. п. — из отверстия трубки выходит сернистый газ, легко узнаваемый по запаху. Вредной же во всех случаях примесью является стекло, очень хрупкий, легко раскристаллизовывающийся и портящий связи породы материал. Присутствие толстых пачек слюды, талька и хлорита также всегда ухудшает строительный материал, во-первых, вследствие легкого проникновения воды по плоскостям в высшей степени совершенной спайности этих минералов, а, во-вторых, по причине их весьма отличающейся от других минералов мягкости, сообщающей материалу большую неоднородность в составе. Последняя вообще сильно понижает достоинства камня, нарушая его однородность по отношению к агентам выветривания, благодаря чему, например, в глинистом или мергелистом песчанике легко удаляются из камня глина и мергель и остаются более твердые кварцевые и другие обломки, портящие вид постройки и сильно отражающиеся на качестве (неровности и зазубрины) мостовых.

Большим же недостатком являются и некоторые структурные и текстурные особенности пород. Крупное и очень крупное зерно, во-первых, влечет за собой увеличение пор и пустот; во-вторых, дифференциальные растяжения и сжимания от колебаний температуры (ср. со сказанным в п. 95 а) тем, конечно, слабее и потому менее действуют на разрыхление камня, чем мельче зерно. Неравномерное зерно действует в таком же точно направлении. Понятно также очень вредное действие скрытой и явной трещиноватости; первая узнается путем пропитывания породы красящим раствором. Во всех, конечно, случаях благоприятно присутствие твердых и вязких минералов (кварц по сравнению с полевыми шпатами, амфибол и пироксен по сравнению с слюдой); большое количество и равномерное распределение по породе кварца делает ее во всех случаях более твердой, крепкой и стойкой, но одновременно удорожается, естественно, трудность добычи и обработки. Здесь, как и в случаях с ценой доставки, играет роль требование, предъявляемое и к камню и к строению, из него сооружаемому.

Числовые характеристики пород на раздавливание

138. В заключение приведу цифры Ханиша (Hanisch), дающие предельную величину нагрузки, выдерживаемой различными породами (в килограммах на квадратный сантиметр; для испытания всегда брать камни не с самой поверхности выхода), причем для более ясной характеристики различных пород в этом отношении мною вычислены в процентах отклонения от средних величин. Из

последнего столбца легко видеть, что наиболее безопасными являются граниты, порфиры и, особенно, мраморы, а требующими *настоятельной проверки* базальты и особенно гнейсы, плотные известняки и песчаники.

	кг/см ²	кг/см ²	Среднее	Отклонение, от среднего в %
Порфир	1344	2326	1835	-27 до +26
Гранит	1232	2041	1581	-16 „ +29
Диорит	1300	2900	2400	-21 „ +46
Базальт	920	4570	2600	-76 „ +65
Трахит и фонолит	560	2600	1700	-53 „ +67
Гнейс	480	2260	1200	-88 „ +60
Мрамор	795	1161	949	-22 „ +16
Плотный известняк	390	1915	1003	-91 „ +61
Пористый „	65	241	159	-51 „ +59
Известковый конгломерат	283	1004	618	-62 „ +54
Песчаники	291	1839	990	-85 „ +70

Н. П. Яхонтов приводит следующие значения прочности различных пород:

	Очень прочные	Прочные	Средние	Слабые
Граниты	2300—3700	1600—2200	1000—1500	600—900
Порфиры	2500—3500	1800—2400	1200—1700	500—1100
Базальты	3500—4500	2800—3400	1300—2400	800—1200
Песчаники	1500—2200	900—1400	500—800	250—400
Известняки	2000—2500	1200—1900	800—1000	200—700
Мраморы	1500—2000	1200—1400	900—1100	300—800

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

(Цифры указывают не страницу, а пункты книги)

- Авгит 43, 44
Авгиты 828, 88 (табл.)
Автигенные минералы 45
Автоморфные минералы 67 е
Автометаморфизм 113—115
Автометаморфические породы 128
Адиноль 119
Аккордантное залегание 18
Актинолит 43
Алеврит 98 прим.
Аллотигенные минералы 45
Аллотриморфный 67 д
Альбит 43, 44
Альбитизация 119
Альфитит 99
Амезит 43
Амфибол 43, 44, 88 б, 137, 88 (табл.)
Амфиболит 133
Амфиболовый сланец 133
Анализы пород 9, 10, 101, 106, 88 (табл.)
Ангедральный 67 д
Ангидрит 94, 104
Андалузит 43
Андалузитовый роговик 129
Андезиты 88 г, 88 (табл.)
Анортит 43, 44
Анортоклаз 43
Антофиллит 43
Антрациты 94
Апатит 43
Аплит 87, 88 д, 88 (табл.)
Аплитовая структура 68
Апо — 130
Аподиабазовый 130
Апоконгломератовый 130
Апомагматический 130
Апоседиментогенный 130
Апосиенитовый 130
Апофизы 15
Арагонит 43, 126
Арковский контакт 31, 101
Арковский песчаник 105
Аркозы 101
Архитектура пород 34, 46, 135
Ассимиляция 91
Асхистовые породы, 87, 88 (табл.)
Базальные конгломераты 101
Базальты 88 г, 90, 91, 138, 88 (табл.)
Базис 67 в
Батолиты 22
Бесполовшатовые породы 86, 88 в, 88 (табл.)
Биосфера 10
Биотит 43, 44 г, 88 б, 88 (табл.)
Биотитовый гнейс 132
Биотитовый роговик 129
Биотитовый сланец 132
Бисиликаты 40
Бласто- 71
Бластогранитовый 71
Бластопорфировый 71
Бластопсефитовый 71
Бокситы 101
Брекчи 105
Бронзит 43
Величина магматических очагов 81
— зерна в породах 67 б
Венчиковые структуры или текстуры 72
Висячий бок 11
Витрофировая структура 67 в
Вкрапленник 67 в
Вторичные породы 5
— минералы 45
Выветривание 95
Выход 15
Габбро 88 в, 88 (табл.)
Галиды 94
Гелицитовая структура 71
Геологические единицы 2
— образования 2
Геотермический градиент 7

- Гетерогенная система 49
 Гетероморфные породы 85
 Гиалиновая структура 67
 Гидатогенные минералы 45
 Гидрагиллит 101
 Гидросфера 9
 Гидротермальные минералы 45
 Гипавтоморфный 67 д
 Гиперстен 43, 44
 Гипидиоморфнозернистая структура 67 д, 108
 Гипокристаллическая структура 67 а
 Гипс 94, 104
 Глинистые минералы 99
 — сланцы 105
 Глины 43, 94, 99, 104
 Глубина интрузий 24
 Глубинные породы 67 в, 87
 Гнейсы 116, 132, 138
 Голокристаллическая структура 67 а
 Гомогенная система 49
 Горнблендит 88 в, 88 (табл.)
 Гравитационно-кристаллизационная гипотеза 91
 Гранат 43, 112
 Грайитизации теория 22, 83, 130
 Граниты 88 с, 9., 91, 118, 120, 138, 88 (табл.) (табл.)
 Гранит-порфиновые породы 88 (табл.)
 — структуры 67 д
 Гранобластовая структура 71
 Гранодиорит 88 в, 90, 88 (табл.)
 Гранолиты 87
 Графические структуры 68
 Грейзен 128
- Дайки** 19
 — радиальные 19
 — размеры их 19
Дациты 88 (табл.)
Дейтогенные породы и образования 97
Двойники полисинтетические 88 в
 — простые 88 в
 Двуслюдяной гнейс 132
 Двуслюдяной сланец 132
 Диабаз 88 г, 119, 88 (табл.)
 Диагенез 102
 Диагенезис 102
 Диаграмма 52
 Диаспор 101
 Диасхистовые породы 87, 88 (табл.)
 Диметакислота 40
 Динамический метаморфизм 120
 Динамометаморфизм 122, 123
 Диопсид 43, 44, 55
 Диорит 88 в, 138, 88 (табл.)
 — кварцевый 88 в, 88 (табл.)
 Днортоксислота 40
- Дискордантные интрузии 17
 Дистен 43
 Дифференциация 91
 Диффузия 51
 Доломиты 94, 104
 Друзитовая структура 72
 — текстура 72
 Дунит 88 в, 88 (табл.)
- Железные руды** 94
Жилы или дайки 19
 — бока их 21
 — зальбанды их 21
 — мощность их 19
 — отщепленные 20
 — пластовые 13
 — радиальные 19
 — размеры их 19
 — секущие 19
 — сеть их 19
 — системы их 19
 — согласные 13
Жилы-штоки 21
Жильные породы 87, 88 (табл.)
- Залегание** 15
 — аккордантное 18
 — периклинальное 15
Зальбанды 21
Зеленые сланцы 133
Змевики — см. серпентиниты и серпентины
Зональная структура 62
Зональность 62
 — непрерывная 62
 — обратная 62
 — прерывная 62
 — прямая 62
Зоогенные осадки 94
 — породы 94
- Иглы вулканические** 26
Идиобластовый 71
Идиоморфизм относительный 67 д, 68
Идиоморфный 67 д
Изверженные породы 4, 30, 67, 68, 81—92, 88 (табл.)
Известково-силикатовый роговик 119, 129
Известняк 94, 96, 100, 102, 104, 106, 138
 — кристаллический 118
Изометричный 68
Ильменит 43
Инконгруэнтное плавление 65
Интрузивные залежи 13
Интрузивный контакт 30
 — купол 22
Интрузивный пласт 13, 14

Интрузивные породы 12, 13, 83, 84,
87, 88 (табл.)
Интрузии 17, 23, 92
— аккордантные 18
— дискордантные 17
— коикордантные 17
— несогласные 17
— повторные 23
— простые 23
— сложные 23
— согласные 17

Кайнотипные породы 87, 88 (табл.)
Кальцит 43
Каменная соль 94, 104
Каолины 101, 104
Карбонатные породы 94
Карбонаты 43, 94
Кварц 42, 43, 44, 55, 88 б, 137, 88,
(табл.)
Кварцево-хлоритовые сланцы 133
— — породы 133
Кварцевый диорит 88 в, 88 (табл.)
— порфир 88 г
— порфирит 88 (табл.)
Кварцит 104
Келифитовая структура 72
— текстура 72
Кизельгур 104
Кислые соли 40
Кластическая структура 69
Кластические осадки 94
— породы 6, 94, 97
Компактная текстура 73
Конгломерат 94, 105, 138
— базальный 101
Контурэнтное плавление 65
Конкордантные интрузии 17
Контакт аркозовый 31
— интрузивный 30
Контактный роговик 116
Контактный или коитактовый мета-
морфизм 115—119
— — — нормальный 117
— — — с привнесом 119
Контактовое воздействие 30
— явление 36
Конусы вулканические 26
Кордиерит 43
Кремнекислота 39
— соли ее 39
Кремнистые породы 94, 104
— сланцы 105
Кремнистый песчаник 104
Кривые плавкости 52
— ликвидус 57
— солидус 57
Криптозернистая структура 67 б
Криптолакколит 15

Кристаллизация 51
— ход ее 51—61
— переохлаждение 60
Кристаллический известняк 118, 129
Кристаллические сланцы 37, 122—
126, 130—133
Кристаллобластовая структура 71,
108
Ксенобластовый 71
Ксеноморфный 67 д
Купола вулканические 26, 88 (табл.)
— лавовые, 26, 88 (табл.)

Лакколиты 15, 88 (табл.)
— глубина залегания 24
— размеры их 15
— межформационные 16
Лампрофиты 87, 88 д, 88 (табл.)
Латериты 94, 101
Латиты 88 (табл.)
Лежачий бок 11
Лейцит 43, 44
Ликвационная гипотеза 91
Ликвидус 57
Лимбургиты 88 г, 88 (табл.)
Лимонит 43
Линейчатая текстура 73
Липариты 88 г, 88 (табл.)
Литология 1
Литосфера 9, 10

Магматические минералы 45
— породы, 4, 12—27, 30—36, 67,
68, 73, 81—92, Г
— формулы 87, 88 (табл.), 89
— циклы 92
Магнетит 104
Магнетит 43
Макропорфировая структура 67 в
Макроскопические определения 37,
88, 89
Массив 15
Массивная текстура 73
Мафические минералы 43, 44, 96 б
Межформационный лакколит 16
Мелафиты 88 г, 88 (табл.)
Мергели 94, 104
Мергелистые глины 104
Метаакислота 40
Метаморфизм 8
— авто 113, 114
— динамический 120
— контактный 30, 115—119
— механический 120
— от нагрузки 121
— статический 121
— степень его 125
— фации его 125
Метаморфизованные породы 114, 127

- Метаморфические породы 7, 8, 28, 37,
 71, 107—133, 127
 Механический метаморфизм 120
 Мигматиты 130
 Микрозернистая структура 67 б
 Микроклин 43, 44
 Микроконгломерат 105
 Микропороды 88 (табл.)
 Микропорфировая структура 67 в
 Микросланцы 105, 132
 Микротины 88 б
 Микстогенные осадки 94
 — породы 94
 Микстосланцы 130
 Милонит 120
 Миндалекаменная текстура 73
 Минералы автигенные 45
 — аллотигенные 45
 — водные 45
 — вторичные 45
 — гидатогенные 45
 — гидротермальные 45
 — магматические 45
 — мафические 44
 — определение их 88
 — остаточные 45
 Минералы первичные 45
 — пневматолитические 45
 — породообразующие 39—45, 86,
 112, 125
 — постериорные 45
 — пригенетические 45
 — редкие 92
 — реликтовые 45
 — сингенетические 45
 — фельсические 44
 — эпигенетические 45
 — эпимагматические 45
 Минерогенные осадки 94
 — породы 94
 Монокислоты 40
 Монзониты 88 с, 88 (табл.)
 Мрамор 104, 118, 129, 138
 — с контактовыми минералами 129
 Мусковит 43, 44
 Мусковитовый гнейс 132
 — сланец 132

 Нейтральные соли 40
 Неполнокристаллическая структура
 67а
 Несогласные интрузии 17
 Нефелин 43, 44, 88 б
 Нефелиновый снит 88 в, 88
 (табл.)
 Нефти 94
 Нэки 26

 Обломочные образования 94, 97
 — осадки 94, 97
 — породы 94, 97
 Обломочный материал 94, 96
 Образования геологические 2
 Образцы пород 29, 32, 36, 38
 Огнездание породы 4
 Оливин 43, 44, 88 б, 88 (табл.)
 Оловянный камень 128
 Органогенные осадки 94
 — породы 94
 Ортокислота 40
 Ортоклаз 43, 44
 Ортопороды 130
 Ортосланцы 130
 Ортофиры 88 г, 88 (табл.)
 Осадочные образования 94
 — породы 5, 11, 29, 94, 98, 93—106
 Основная масса 67 в
 Основные соли 40
 Остановка 50
 Остаточные глины 101
 — образования 101
 — структуры 71
 Отдельность 35
 Отпрыски 15
 Отщепленные жилы 20

 Паденне 29
 — уголь 29
 Палеогенные породы 87, 88 (табл.)
 Палимпсестовая структура 71
 Паналлотриоморфная структура 108
 Паналлотриоморфнозернистая
 структура 68, 71
 Панидиоморфнозернистая структура
 68
 Параллельная текстура 73
 Парापороды 130
 Парасланцы 130
 Пегматитовая структура 68
 Пегматиты 88 д, 88 (табл.)
 Пелитовая структура 69
 Пелиты 94, 98
 Пеннистая текстура 73
 Пентакислота 40
 Первичные минералы 45
 Переохлаждение 51, 60
 Перидот 43
 Перидотиты 88 (табл.)
 Периклиналиное залегание 15
 Пески 94, 99
 — особые 99
 Песчаники 94, 105, 106, 138
 Петрографические провинции 92
 Петрография 1
 Петрология 1
 Пики вулканические 26
 Пикритовые порфириты 88 (табл.)
 Пикриты 88 г, 88 (табл.)
 Пирит 43, 137
 Пиробол 88 б

- Пирокластические породы 6
 Пироксен 42—44, 88 б, 137, 88 (табл.)
 Пироксенит 88 с, 88 (табл.)
 Письменная структура 68
 Плаггиоклазы 43, 44, 62—63, 88 (табл.)
 Пластовые жилы 13
 — залежи 13
 Пласты интрузивные 13, 14
 Пневматолитические минералы 45
 Повторные интрузии 23
 Покровы 25
 Полевошпатовые породы 85, 88 (табл.)
 Полевые шпаты 42—44, 88 б, 137, 88 (табл.)
 Поликислоты 40
 Полисиликаты 40
 Полисинтетические двойники 88 б
 Полуокристаллическая структура 67 а
 Полукристаллическая — 67 а
 Пористая текстура 73
 Породообразующие минералы 39—45, 86, 112, 125
 Породы 2, 94, 88 (табл.)
 — автометаморфические 113, 114, 128
 — архитектура их 34
 — асхистовые 87, Т
 — бесполевошпатовые 87, 88 (табл.)
 — вторичные 5
 — генезис их 107
 — гетероморфные 85
 — глубинные 68 в, 87
 — диасхистовые 87, Т
 — железистые 94
 — жидкие 2 прим.
 — жильные 87
 — зоогенные 94
 — изверженные 4, 12—27, 30—36, 67, 68, 73, 81—92, 88 (табл.)
 — интрузивные 12, 13, 83, 84, 87, 88 (табл.)
 — испытания их 136
 — кайнотипные 87, 88 (табл.)
 — карбонатные 94
 — кластические 6, 94, 97
 — контактово-метаморфические 115—119
 — кремнистые 94
 — магматические 4, 12—27, 30—36, 67, 68, 73, 81—92, 88 (табл.)
 — метаморфизованные 114
 — метаморфические 8, 28, 37, 107—133
 — микстогенные 94
 — минерогенные 94
 — образцы их 29, 32, 36, 38
 — огнездаинные 4
 — органогенные 94
 — осадочные 5, 11, 29, 94, 98, 93—106
 — палеотипные 87, 88 (табл.)
 — пирокластические 6
 — полевошпатовые 86, 88 (табл.)
 — рыхлые 2 прим.
 — способы исследования 74—80
 — способы испытания 136
 — сыпучие 2 прим.
 Породы тальковые 133
 — фельдшпатовые 87, 88 (табл.)
 — фитогенные 94
 — химический состав их 101, 106, 88 (табл.)
 — хлоритовые 133
 — щелочноземельные 87, 88 (табл.)
 — щелочные 87
 — эруптивные 4
 — эффузивные 12, 83, 84, 87, 88 (табл.), 90, 92, 118
 Порфиры 88 д, 88 (табл.)
 Порфиробластовая структура 71
 Порфировая — 67 в
 Порфировидная — 67 в
 Порфирилы 87
 Порфиры 138, 88 (табл.)
 Постериорные минералы 45
 Потоки 25, 26
 Почвы 94, 101
 Правило фаз 49, 126
 Прингенетические минералы 45
 Провинция петрографическая 92
 Пропилит 128
 Простирание 29
 Простые интрузии 23
 Протогенные осадки 94, 100
 — породы 94, 100
 Псаммитовая структура 69
 Псаммиты 94, 98
 Псевдоморфозы 114
 Псефитовая структура 69
 Псефиты 94, 98
 Пузыристая текстура 73
 Пятистый глинистый сланец 115
 — слюдястый — 116
 Раднальные жилы 19
 Размеры батолитов 22
 — жил 19
 — лакколлитов 75
 — покровов 25
 — потоков 25
 Раскристаллизация 68
 Распространение пород 9, 90, 106, 132
 — элементов 10
 Растворы 96

- Реликтовые минералы 45
 - структуры 71
- Роговая обманка 42, 43, 44, 88 (табл)
- Роговик андалузитовый 129
 - биотитовый 129
 - известково-силикатовый 119, 129
- Роговик известково-слюда 129
 - контактный 116
- Рутил 43

- Сандин 43
- Сахаровидная структура 68
- Сбросы 29
- Сдвиги 29
- Серицит 43
- Серпентин 43
- Серпентиниты 113, 128
- Серые ваки 105
- Сиенит 88 в, 88 (табл)
 - нефелиновый, 88 с, 88 (табл)
- Силикаты 39
- Силисиды 94
- Силлиманит 43
- Силь 13
- Силт 98
- Сингенетический минерал 45
- Сингония 43
- Синтектически-ликвационная гипотеза 91
- Система гомогенная 49
 - гетерогенная 49
- Сланцеватая текстура 73
- Сланцы глинистые 94, 105, 106
 - зеленые 133
 - известково-слюдяные 129
 - кварцево-хлоритовые 133
 - кристаллические 37, 122—126 130—133
 - — зоны их 125
 - — инъекционные 130
 - пятнистые 115, 116
 - слюдино-глинистые 105
 - слюдяные 116
 - тальковые 133
 - узловатые 115, 116
 - хлоритовые 133
- Сложные интрузии 23
- Слоистая текстура 73
- Слюда 42, 43, 44
- Слюдисто-глинистые сланцы 105
- Слюдистые микросланцы 105
- Слюды 137
- Согласные жилы 13
 - интрузии 17
- Соли 100
- Солидус 57
- Состав литосферы 10
- Спилозит 119

- Способность кристаллизационная 51
- Ставролит 43
- Стекло 51, 83
- Стекловатая структура 67 а
- Степень идиоморфизма 68
 - метаморфизма 125
- Структура 46, 67, 137
 - аплитовая 68
 - бластогранитовая 71
 - бластопорфиновая 71
 - бластопсефитовая 71
 - венчиковая 72
 - витрофирная 67 в
 - гелицитовая 71
 - гялиновая 67 а
 - гипидиоморфная 108
 - гипидиоморфнозернистая 67 д
 - гипокристаллическая 67 а
 - голокристаллическая 67 а
 - гранит-порфировая 67 в
 - гранобластовая 71
 - графическая 68
 - друзитовая 72
 - зернистая 67 б, а
 - зональная 62
 - келифитовая 72
 - кластическая 69
 - криптозернистая 67 б
 - кристаллобластовая 71, 108
 - лепидобластовая 71
 - макропорфировая 67 в
 - микрозернистая 67 б
 - микропорфировая 67 в
 - нематобластовая 71
 - неполнокристаллическая 67 а
 - палимпсестовая 71
 - паналлотриоморфная 68, 108
 - панидиоморфнозернистая 68
 - пегматитовая 68
 - пелитовая 69
 - письменная 68
 - полнокристаллическая 67 а
 - полукристаллическая 67 а
 - порфиробластовая 71
 - порфировая 67 в
 - порфиоровидная 67 в
 - призматическая 67 г
 - псаммитовая 69
 - псефитовая 69
 - реликтовая 71
 - сахаровидная 68
 - стекловатая 67 а
 - туфовая 69
 - эвпорфирная 67 в
- Субгедральный 67 д
- Субъэцированные тела 22
- Суглинки 101
- Супеси 101
- Сухие сплавы 66
- Схизолиты — 87, 88 д, 88 (табл)

- Тальк 137
 Тальковые сланцы 133
 — породы 133
 Текстура 47, 72, 73, 109, 137
 — венчиковая 72
 — друзитовая 72
 — кельфитовая 72
 — компактная 73
 — линейчатая 73
 — линзовидно-сланцеватая 132
 — массивная 72
 — мидалекаменная 73
 — параллельная 73
 — пенная 73
 — пористая 73
 — пузыристая 73
 — сланцеватая 73
 — слонистая 73
 — флюидальная 73
 — флюктуационная 73
 — центрческая 72
 Тегга fossa 97, 101
 Тетрааксилота 40
 Титаномагнетит 43
 Точка превращения 64
 — эвтектическая 52
 Трахит 138, 88 (табл.)
 Тремолит 43
 Трещел 104
 Трещинные излияния 25
 Трещины отдельности 35
 Трикислота 40
 Турмалин 43, 128 прим.
 Турмалиновый гранит 128
 Туфовая структура 70
 Туфы вулканические 6, 27, 70, 105
- Угли** 94
 Угол падения 29
 Узловатый сланец глинистый 115
 — — слюдястый 116
 Ультрамилонит 120
 Уралит 43
- Фаз правило** 49, 126
 Фаза 49
 Фации минеральные 125
 Фельдшпатыды 43, 88 (табл.)
 Фельсяческие минералы 43
 Феокрсты 67 в
 Ферриты 94
 Фигуративная точка 52
 Филлиты 105, 116, 132
 Фитогенные осадки 94
 — породы 94
 Флюидальная текстура 73
 Флюктуационная — 73
 Фонолиты 88 г, 138, 88 (табл.)
 Форстерит 43, 44
- Химические осадки 94
 — породы 94
 Химический состав пород 9, 10, 88
 (табл.), 101, 106
 Хлорит 43, 137
 Хлоритовые породы 133
 — сланцы 133
 Хонолиты 15
- Цементы** пород 102
 Центральные излияния 25
 Центрические структуры 72
 — текстуры 72
 Циклы магматические 92
 Цонзит 43
- Шлиры** 34
Шлифы 76
Шлихи 99
Шток 22
- Щелочноземельные породы** 87
Щелочные полевые шпаты 43
 — породы 87, 90
 — роговые обманки 43
 — пироксены 43
- Эвгдральный 67 г
 Эвпорфировая структура 67 в
 Эвтектика 52, 55
 Эвтектическая точка 52
 Эгирин 43
 Экзоконтактное воздействие 32
 Эклогиты 133
 Элементы, их распространение 10
 Элювиальные осадки 101
 Эндоконтактное воздействие 33
 Энстатит 43
 Эпигенетические минералы 45
 Эпидот 43
 Эпигматические минералы 45
 Эруптивные породы 4
 Эtiquette 38
 Эффузивные породы 12, 25, 83, 84,
 87, 90, 92, 118, 88 (табл.)
 Эффузивный габитус 27
 — облик 26

О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр

Предисловие ко 2-му, посмертному изданию	3
Вступление к 1-му изданию	4
1 — 2. Предмет петрологии. Горные породы	7
3. Связь петрологии с другими дисциплинами	8
4 — 8. Происхождение горных пород и их разделение	9
9 — 10. Распределение пород в литосфере и состав последней	11
11 — 28. Горные породы как геологические тела. Способ залегания, формы, размеры	15
11. Осадочные породы. 12 — 27. Изверженные или магматические породы. 28. Метаморфические породы.	
29 — 38. Методы исследования горных пород как геологических единиц	30
29. Осадочные породы. 30 — 36. Изверженные породы. 37. Метаморфические породы. 38. Образцы и их сбор.	
39 — 73. Горные породы как естественные минеральные агрегаты	40
39 — 45. Минералогический состав. 46 — 47. Строение и сложение пород как минеральных агрегатов. Структура и текстура. 48 — 66. Сравнение процессов, происходящих в изверженных породах и в простейших сплавах при их отвердевании. 67 — 68. Структуры изверженных пород. 69 — 70. Структуры осадочных и туфовых пород. 71. Структуры метаморфических пород. 72 — 73. Текстуры горных пород.	
74 — 80. Методы исследования горных пород как минеральных агрегатов	70
74. Макроскопический метод. 75 — 76. Микроскопический метод. 77. Микрохимический анализ. 78. Химический анализ. 79 — 80. Методы разделения.	
81 — 92. Петрология магматических пород	74
81. Источники магмы. 82 — 84. Признаки магматического происхождения. 85 — 87. Классификация. 88. Объяснения к таблице главнейших магматических пород. 88б. Различение главнейших породообразующих минералов без микроскопа. 88в-д. Различение главнейших магматических пород без микроскопа. 89. Химическая характеристика составов магматических пород. 90. Распространение различных типов пород. 91. Причины разнообразия (учение о дифференциации) изверженных горных пород. 92. Петрографические провинции и магматические циклы.	
93 — 106. Петрология осадочных пород	90
93. Источники осадочных пород и признаки осадочного происхождения. 94. Таблица главнейших осадочных гор-	

ных пород. 95. Выветривание исходных пород. 96. Получение обломочного материала и растворов. 97 — 99. Дейтогенные или обломочные образования. Их происхождение и классификация. 100. Протогенные осадочные образования. 101. Элювиальные осадочные образования. 102. Диагенезис — преобразование рыхлых осадков в твердые породы. Цементы, их происхождение и состав. 103. Основания классификации. 104 — 105. Макроскопическое (без микроскопа) различие главнейших осадочных горных пород. 106. Распространенность главнейших осадочных пород, их относительные количества в земной коре и химизм.

107 — 133. Петрология метаморфических пород 111

107. Необходимость выделения метаморфических пород в особую группу наравне с магматическими и осадочными. 108 — 112. Характеристика метаморфических пород — структура, текстура, химический и минералогический состав. 113 — 114. Процессы метаморфизации. Пример автометаморфизма. 115 — 119. Примеры контактового метаморфизма, нормального и с явным привнесом. 120. Пример механического метаморфизма. 121. Статический метаморфизм. Малое его значение. 122. Кристаллические сланцы и гипотезы об их происхождении. 123. Неудовлетворительность гипотезы диаометаморфизма. 124. Кристаллические сланцы — регионально-контактово-метаморфические породы. 125 — 126. Современные классификации кристаллических сланцев. 127. Грубое разделение всех метаморфических пород по родам метаморфизма. 128. Главнейшие автометаморфические породы и их макроскопическая характеристика. 129. Главнейшие контактово-метаморфические породы и их макроскопическая характеристика. 130. Кристаллические сланцы и их разделение. 131. Генетические признаки. 132 — 133. Главнейшие представители и их распознавание без микроскопа.

134 — 138. Значение горных пород 141

135. Необходимость осторожного обращения с ценными месторождениями и предварительного их петрологического исследования. 136. Современные испытания строительных материалов. 137. Главнейшие вредные примеси и качества строительных материалов. 138. Числовые характеристики пород на раздавливание

Предметный указатель 147

Автор *Владимир Никитич Лодочников*
КРАТКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ БЕЗ МИКРОСКОПА

Редактор *В. С. Соболев*
Редактор издательства *Л. А. Годовикова*
Техн. редактор *Т. А. Аверкиева*
Корректор *К. С. Бржеская*

Сдано в набор 2/IV 1956 г.
Подписано к печати 29/VIII 1956 г.
Формат бумаги 60×92 ¹/₁₆
Бум. л. 4,38. Печ. л. 9,75+1 вкл.
Уч.-изд. л. 12,31 Т 07853
Зак. 5005. Тираж 15000. Цена 5 р. 30 к.

ЦТ МО им. К. Е. Ворошилова

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
45	5 сверху	$K(Mg, Fe)_2[OH]_2[AlSi_3O_{10}] = (K, H)_2O \cdot 2(Mg, Fe)O \cdot (Al, Fe)_2O_3$	$K(Mg, Fe)_3[OH]_2[AlSi_3O_{10}] = \frac{1}{2} K_2O \cdot H_2O \cdot 3(Mg, Fe)O \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3$
45	1 снизу	$Ca_2(Al, Fe)_2 \dots \dots$	$Ca_2(Al, Fe)_8 \dots \dots$

В. Н. Лодочников

Заказ № 5005

Таблица главнейших магматических пород (объяснения см. пп. 88а-д)

		П о л е в о ш п а т о в ы е								Бесполовошпатовые— исключительно или почти иск- лючительно с мафическими ми- нералами			
		Плагноклазо-ортоклазовые—с заметным количе- ством существенно калиевых полевых шпатов				Плагноклазовые—без или почти без существенно калиевых полевых шпатов				С фельдшпа- тидами	Оливиновые	Бисиликатовые	
		С кварцем	Без кварца или почти без кварца	С кварцем	Без кварца или почти без кварца	С кварцем	Без кварца или почти без кварца	Без оливина	С оливином				
<p><i>Ясно-зернистые. Ин- трузивные.</i></p> <p>Батолиты, лакколиты, хоно- литы, штоки, силли, жилы и другие интрузивные тела</p>	Преимущ. с биотитом В ₁ или ам- фиболом А или пироксеном Р	В ₁	1 Граниты	2	3 Грано- диориты	4	5	6	7	8	9	10	11
		А		Сиениты		Моноц- ниты	Кварцевые диориты	Диориты			Нефелиновые сиениты или фойяиты, миаскиты и др.	Перидотиты (оливин и пироксены) и Дуниты (оливин и хромит)	Пироксениты и горблендиты
		Р							Габбро	Оливиновые габбро			
		Р ₁	№№ 20—25	№№ 25—35	№ ок. 35	№ ок. 50	№ ок. 40	№№ 40—50	№№ 50 и выше	№№ 50 и выше			
<p><i>Плотные или почти плотные порфиоровые Эффузивные</i></p> <p>II</p> <p><i>Лавы, наземные излияния, но также и лакколиты, силли, жилы и другие мелкие интрузии—см. п. 67с, конец</i></p>	Палеогенные	Кварцевые порфиры	Бескварце- вые порфиры или ортофиры	Кварцевые порфириты	Л а т и т ы	Кварцевые порфириты	Порфириты	Диабазы и микродиа- базы	Оливиновые диабазы и микродиаба- зы и мелафиры	Ф о н о л и т ы	Пикриты или пикритовые порфириты		
	Кайногенные	Липариты	Трахиты	Дациты		Дациты	Андезиты	Безоливино- вые базальты	Базальты		Лимбургиты	Авгтиты	
<p>Вулканические стекла Плагноклазы фенокристов богаче анортитом, чем в I</p>													
<p><i>Порфировидные или мелко- до микрозер- нистых</i></p> <p>Жильные или схизолиты</p> <p>III</p> <p>Жилы, силли, краевые части I, мелкие интрузии в связи с I</p>	Асхистовые	-граниты	-сиениты	гранодио- риты	-монциониты	кварцевые диориты	-диориты	-габбро	-габбро оливиновое	Микро- фойяиты или			
	Диасхистовые	Гранит-пор- фиры	Сиенит-пор- фиры	Гранодиорит- порфиры	Монционит- порфиры	Кварцевые диорит- порфириты	Диорит- порфириты	Габбро-пор- фиры	Оливиновые габбро-пор- фиры	Фойяит-пор- фиры			
<p>а п л и т ы П е г м а т и т ы Л а м п р о ф и р ы</p>													
Среднее SiO ₂ в % для I и II		72	60	66	55	63	58	49	47	56	40	52	
Формулы для I		1; 7,7 1,7:1	1,8; 5,6 1:2,2		3; 6 1:3,9		1,5; 4 1:4,3	3; 4,2 1:1,5		1,1; 4 3,2: 1	12,1; 8 очень малое	29,6; 29,6 очень малое	
Удельные веса для I		2,66	2,77	2,74	2,80		2,86	2,93	2,95	2,62	3,18		
<p>Средний химический состав по Д э л и (Daly) для I и II (кайнотип)</p>	SiO ₂	69,92 72,60	60,19 63,91	65,10	55,25 57,65	59,47 66,91	56,77 59,59	49,50 50,12	46,49 48,78	54,63 57,45	41,09 41,25	51,29 42,25	SiO ₂
	Al ₂ O ₃	14,78 13,88	16,28 15,88	15,82	16,53 16,68	16,52 16,62	16,67 17,31	18,00 15,66	17,73 15,85	19,89 20,60	4,80 12,03	3,52 16,26	Al ₂ O ₃
	Fe ₂ O ₃	1,62 1,43	2,73 3,22	1,64	3,03 2,29	2,63 2,44	3,16 3,33	2,80 4,55	3,66 5,37	3,37 2,35	3,96 5,65	1,82 8,43	Fe ₂ O ₃
	FeO	1,67 0,82	3,28 2,23	2,66	4,37 4,07	4,11 1,33	4,40 3,13	5,80 6,73	6,17 6,34	2,20 1,03	7,12 7,29	6,00 5,46	FeO
	MgO	0,97 0,38	2,49 1,14	2,17	4,20 3,22	3,75 1,22	4,17 2,75	6,62 5,85	8,86 6,03	0,87 0,30	32,25 11,22	21,06 5,49	MgO
	CaO	2,15 1,32	4,30 2,81	4,66	7,19 5,74	6,24 3,27	6,74 5,80	10,64 8,80	11,48 8,91	2,51 1,50	4,42 11,88	13,88 9,75	CaO
	Na ₂ O	3,28 3,54	3,98 3,08	3,82	3,48 3,59	2,98 4,13	3,39 3,58	2,82 2,95	2,16 3,18	8,26 8,84	0,49 3,40	0,30 4,45	Na ₂ O
	K ₂ O	4,07 4,03	4,49 5,80	2,29	4,11 4,39	1,93 2,50	2,12 2,04	0,98 1,38	0,78 1,63	5,46 5,23	0,96 1,30	0,16 1,92	K ₂ O
	H ₂ O	0,78 1,52	1,16 1,28	1,09	0,66 0,91	1,39 1,13	1,36 1,26	1,60 1,93	1,04 1,76	1,35 2,04	3,53 3,20	1,20 2,43	H ₂ O
	TiO ₂	0,39 0,30	0,67 0,59	0,54	0,60 1,00	0,64 0,33	0,84 0,77	0,84 1,41	1,17 1,39	0,86 0,41	1,16 1,59	0,58 2,52	TiO ₂
	MnO	0,13 0,12	0,14 0,01	0,05	0,15 0,10	0,08 0,04	0,13 0,18	0,12 0,23	0,17 0,29	0,35 0,13	0,10 0,54	0,13 —	MnO
	P ₂ O ₅	0,24 0,06	0,28 0,05	0,16	0,43 0,36	0,26 0,08	0,25 0,26	0,28 0,37	0,29 0,47	0,25 0,12	0,12 0,65	0,06 1,04	P ₂ O ₅
С у м м а		100,0 100,0	100,0 100,0	100,0	100,0 100,0	100,0 100,0	100,0 100,0	100,0 100,0	100,0 100,0	100,0 100,0	100,0 100,0	100,0 100,0	