АКАДЕМИК
А.Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

12667 ~~14913~~

Заварицкий

Изверженные

горные породы

177-29/VI-04

552.3

Академик
А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

14973
12667

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва 1961

Ответственный редактор

академик А. Г. БЕТЕХТИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Посмертно выпускаемая в свет монография академика А. Н. Заварицкого «Изверженные горные породы» представляет не только большой научный интерес, но и является необходимой книгой для широкого круга советских геологов. Автор, являясь крупнейшим авторитетом в области петрографии, в течение последних лет своей жизни много работал над этим трудом, обобщая громадный опыт изучения изверженных горных пород.

Иллюстрациям к описанию горных пород А. Н. Заварицкий придавал большое значение. Все свои работы, будь это небольшая статья или же крупная монография, он всегда сопровождал четко выполненными рисунками. Рисунки изготовлялись непосредственно со шлифов опытным художником или же по микрофотографиям по способу, ранее предложенному автором.

Первоначально А. Н. Заварицкий собирался подобрать оригинальные шлифы всех главных типов изверженных горных пород и по фотографиям с них сделать рисунки. Однако такой подбор шлифов оказался очень трудной задачей, и поэтому впоследствии им было решено частично воспользоваться иллюстрациями, имеющимися в литературе.

Часть рисунков была подобрана самим автором, остальные впоследствии подбирались В. А. Заварицким. Все рисунки, взятые из литературы, перерисованы в одном стиле с рисунками, сделанными непосредственно с микрофотографий шлифов, согласно желанию автора. В подписях под этими рисунками указано, из каких работ они взяты. В изготовлении рисунков В. А. Заварицкому оказали помощь О. М. Глазова, Ю. М. Залесский, О. К. Иванова.

В этой книге меньше иллюстраций, чем хотел автор, который считал необходимым привести рисунки всех типов изверженных горных пород, получивших особое название. Однако в литературе не оказалось рисунков многих редких типов, а подбор шлифов этих горных пород мог бы надолго задержать выход этой книги.

Большая работа по детальной проверке текста, литературы, по подбору и изготовлению фигур, а также по проверке корректур проделана В. А. Заварицким и Л. Г. Кваша при активном участии Е. П. Заварицкой. Значительную помощь редакции при подготовке этой рукописи к печати и при издании оказал Н. Н. Долгополов.

Академик А. Г. Бетехтин

ВВЕДЕНИЕ

ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ «ГОРНАЯ ПОРОДА» И «ПЕТРОГРАФИЯ»

Петрография изучает горные породы, т. е. минеральные агрегаты, образующие земную кору, и при этом не всякие из них, но лишь те, о которых говорят, что они образуют земную кору как геологически самостоятельные составные части. Однако это условие очевидно страдает существенной неопределенностью, и разные петрографы стремились уточнить его в различных выражениях.

Условия, которым должен удовлетворять минеральный агрегат, составляющий часть земной коры, для того чтобы его можно было назвать горной породой, Розенбуш (1898), учебник которого сыграл особенно большую роль в развитии петрографии, формулировал так:

1) этот агрегат должен в своем ограничении от окружающих масс ясно указывать, что своим происхождением он обязан своему особенному геологическому явлению;

2) вещественный состав его нельзя вывести непосредственно из окружающих масс;

3) природа образующих его веществ (минеральный состав), способ их сочетания между собой (структура) и занимаемое им пространство (геологические формы нахождения) должны находиться в причинной зависимости от того геологического явления, которому он обязан своим происхождением.

Формулировка Розенбуша тоже страдает неопределенностью. Те же признаки, которые он считал характерными для горных пород, можно найти и в рудных массах. Гораздо точнее и определеннее можно выделять горные породы по геохимическим признакам, т. е. по тем преобладающим химическим элементам, которые образуют главную массу вещества горной породы. Эти элементы, которые Вашингтон (1920_1) назвал петрогенными элементами в отличие от металлогенных элементов, входящих в состав руд, составляют более 99% земной коры. Они представляют естественную группу, характеризующуюся определенным положением в менделеевской таблице, т. е. определенными особенностями строения атомов и некоторыми общими химическими свойствами. Горные породы с геохимической точки зрения — естественные агрегаты минералов (и частью стекла), состоящих преимущественно из петрогенных элементов.

Слово «петрогенный» буквально значит «образующий горные породы». Поэтому, на первый взгляд, указанное определение страдает тавтологией, но в действительности принадлежность тех или других элементов к петрогенным зависит от положения их в менделеевской периодической системе, которая отражает, как мы знаем, более общие свойства элементов, обусловленные их внутренней структурой, а не является выводом из их нахождения в природе.

Так как петрография изучает горные породы, из которых сложена твердая земная кора, то она является одной из наук геологических.

В состав земной коры входят, однако, не одни только горные породы, составляющие предмет петрографии. На поверхности суши обыкновенно мы видим покрывающий горные породы слой почвы, являющийся предметом изучения другой науки — почвоведения. На дне водных бассейнов отлагаются осадки, которые хотя и являются материалом для возникновения из них горных пород, но при их первоначальном отложении все-таки еще не представляют горную породу, подобно тому как ее не представляет и расплавленная лава, из которой возникают изверженные горные породы. Наконец, в составе земной коры участвуют минеральные агрегаты, которые мы называем минеральными месторождениями, рудными или нерудными, и которые также составляют предмет особой науки.

Поэтому-то прежде всего и было необходимо дать определение понятия горной породы. Содержание и объем этого понятия, как и многих других понятий в науках о природе, сложились исторически, по мере развития геологических наук, и вместе с этим определилась и петрография, как особая наука, и установились ее отношения к другим геологическим наукам.

Содержание понятия «горная порода», как оно сложилось в науке, нашло отражение и в терминологии и, в частности, в самом термине «петрография». Этот термин образован от греческого слова πέτρα (петра), что значит скала. От латинского госса — тоже скала — произошли итальянское, французское и английское обозначения горной породы: госса, roche, rock. Немецкий термин Gestein, пожалуй, точнее всего было бы перевести словами «каменная порода». В старину в немецком языке употреблялся также термин Bergart. Очевидно этот термин повлиял и на создание русского термина «горная порода», который появился в русской литературе в самом конце восемнадцатого века. В. М. Севергин в изданной в 1798 г. книге «Первые основания минералогии» в примечании на стр. 106 пишет: «Земли отличаются от камней только рыхлым своим составом. Камни же либо сами собой составляют целые горы, или простирание полос в оных; либо сами собой целых гор не составляют, а находятся только проросшими в других породах. Первые называются собственно горными породами».

В других славянских языках понятие «горная порода» выражается словами: по-чешски «горнина», по-польски «скала», по-сербски «камнина» или «стена», т. е. скала.

Наш термин «горная порода» представляет некоторое неудобство тем, что он состоит из двух слов.

По внешности он имеет вид логического термина, образованного путем указания ближайшего рода («порода») и видового отличия («горная»), но на самом деле здесь этого нет. Слово «порода» может рассматриваться только как указание на то, что мы имеем дело с природным объектом, а не с искусственным (мы не говорим о «породах» кирпичей и т. п.), а слово «горная» имеет в данном случае условный смысл. Таким образом, термин «горная порода» представляет неразрывное сочетание двух слов, теряющих смысл по отдельности. Но обыкновенно, если термин «горная порода» сопровождается еще определяющим словом «изверженная», «осадочная» и т. д. или даже «такая» и пр., то слово «горная» иногда опускается при повторении. Так, мы говорим: изверженные породы, вулканические породы и т. д. вместо изверженные горные породы, вулканические горные породы. Однако нельзя вообще отбросить слово

«горная» из термина «горная порода» и всегда говорить просто «порода», хотя эту дурную привычку начинают приобретать некоторые из наших авторов; мало считающихся с научным родным языком и его историей.

О ТЕРМИНЕ «ОПИСАТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ»

Той части науки, с которой мы будем иметь дело в настоящей книге, присвоено название собственно петрографии (в узком смысле слова), или описательной петрографии. В ней мы должны остановиться прежде всего на изложении фактического материала, касающегося физиографии горных пород, и мы будем лишь иногда касаться общих вопросов генезиса и взаимных соотношений пород, поскольку это представляется необходимым в целях описания пород. Более подробное рассмотрение этих вопросов возможно только тогда, когда изучающий петрографию в достаточной мере уже овладел фактическим знанием горных пород.

В различных учебниках петрографии нередко значительное место уделено описанию породообразующих минералов и методов оптического исследования. Но это, разумеется, относится к области минералогии и кристаллооптики, а не петрографии. Элементами нашего изучения являются уже не отдельные минералы, а горные породы, представляющие собой минеральные агрегаты и являющиеся составными частями земной коры. Знание кристаллооптики и минералогии необходимо для петрографии так же, как знание химии и физики. Но из этого не следует, что все эти науки становятся частью петрографии.

Описательная петрография есть, так сказать, гистология земной коры, и не случайно существует некоторое сходство в методах исследования этих двух столь далеких друг от друга дисциплин, именно та исключительная роль микроскопа, с которой мы встречаемся как в петрографии среди наук геологических, так и в гистологии среди наук биологических.

Можно, пожалуй, сказать, что петрография как наука в современном ее понимании возникла вместе с введением микроскопа для изучения горных пород. Однако потребность как-то различать и называть эти естественные объекты, разумеется, существовала очень давно. Это было необходимо прежде всего для практических целей горного дела. Поэтому уже в древности появились названия наиболее распространенных горных пород; некоторые из них дошли и до нашего времени. Не касаясь этих древних времен, упомянем только о попытке Линнея (XVIII век) разобраться в горных породах, дать классификацию и создать номенклатуру горных пород подобно тому, как это было им сделано для животного и растительного мира. Линней пытался также выделить роды и виды горных пород и дать им названия из двух терминов, обозначающих род и вид, как это принято в зоологии и ботанике. В минеральном мире он выделял класс горных пород под именем Petrae или Aggregata. Внутри класса им были сделаны дальнейшие подразделения по тому же образцу. Гранит и порфир, например, он относил к одному роду Saxum, но к разным видам. Гранит был назван Saxum granites и определялся как вид скальной породы (saxum), шероховатой, кварцеватой и слюдистой, красноватой; порфир назывался Saxum porphyrius и определялся как вид с рассеянными штрихами, точками и пятнами минерала со спайностью. Линнеевский способ названий принят для номенклатуры животных и растений, но для обозначения горных пород он, в конце концов, оказался непригодным, так как здесь нет того кровного фило-

генетического родства между изучаемыми объектами, с которым связано расхождение признаков вида, делающее такой удобной номенклатуру Линнея для животного и растительного мира.

Названия горных пород, построенные так, как это принято для названий животных и растений, возможны были, пока для различия горных пород пользовались немногими признаками, главным образом признаком минерального состава. Таким образом появились названия: «биотитовый гранит», «роговообманковый гранит», «оливиновое габбро», «аркозовый песчаник», «хиастолитовый сланец» и т. д. Этот способ был тогда удобен, и некоторые петрографы, в том числе у нас А. П. Карпинский (1891—1892 гг.), считали его наиболее совершенным. По мере того как неизбежно растущая детализация в разграничении пород заставляла принимать во внимание все больше и больше признаков минерального состава, названия такого рода должны были усложняться; появились такие, например, названия, как биотит-роговообманково-олигоклаз-пертитовый гранит. Подобного рода номенклатурой пользовался М. А. Усов (1914), сравнивая ее со сложной номенклатурой химических соединений, употребляемой в органической химии. Однако уже давно изучение горных пород показывало, что нельзя ограничиться одним каким-нибудь условно выбранным признаком минерального состава или структуры, что в горной породе почти из каждого месторождения есть свои индивидуальные черты и отразить их в коротком и даже длинном, построенном по определенным правилам названии невозможно. Поэтому многие петрографы, именно чтобы отметить эту индивидуальность вновь изучаемых ими горных пород, стали давать им названия вроде собственных имен, образуя их обыкновенно по имени местности, откуда данная порода происходит. Главным образом это было с изверженными горными породами. Так появились такие названия, как миаскит, монцонит, лардалит и т. д.

В конце концов теперь названия различных горных пород, возникшие разными путями, не представляют какой-нибудь стройно построенной системы, отражающей классификацию горных пород. В них то отражаются некоторые и довольно разнообразные, подчас случайные признаки или же местонахождение, то они составлены совершенно условно: некоторые дошли до нас из глубокой древности, другие вошли в науку как местные названия. Отчасти, впрочем, мы имеем такую неразработанную систематически номенклатуру и в минералогии. Иногда раздавались жалобы на то, что такие названия трудно запомнить, но надо вспомнить что в петрографии мы имеем значительно менее тысячи разных названий горных пород, тогда как даже в минералогии существует несколько тысяч названий минералов, не говоря уже о неизмеримо большем числе видов растений и животных.

ОБЩИЕ ОСНОВАНИЯ КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

В каждой описательной науке очень важное значение имеет система классификации тех объектов, которые подлежат изучению, независимо от того, как эти объекты называть. Классификация в петрографии представляет некоторые особые трудности, и эти трудности зависят вовсе не от недостаточного знания особенностей горных пород, т. е. тех объектов, которые приходится группировать в те или другие классификационные подразделения, а от самого существа особенностей горных пород.

В других науках о природе мы знаем два типа классификационных систем:

1) естественная система в науках биологических, где в основание положен принцип филогенетический, и

2) система классификации химически и физически однородных неорганических тел, в частности минералов, в основании которой в конечном счете лежит периодическая система элементов, а ближайшим основанием являются сходства и различия в химической и кристаллической структуре вещества.

В области горных пород нет такого очевидного, само собой понятного принципа классификации, как общность происхождения, как кровное родство в органическом мире, который мог бы быть положен в основание естественной системы. С другой стороны, здесь нельзя удовлетвориться определенно поставленным, выбранным по тем или иным соображениям принципом, как в минералогии, где таким принципом являются химические формулы минералов и их кристаллические структуры.

Одна из важнейших особенностей горных пород, являющаяся прямым следствием происхождения их,— это роль их в строении твердой земной коры; поэтому главные подразделения всей совокупности горных пород делаются на геологических основаниях. Это основное положение с полной резкостью было выдвинуто в половине прошлого века (Кокан, 1857). Несколько позднее на этом основании строили свою систему Котта (1862) и затем большинство петрографов. Этот принцип вошел в сыгравшую очень большую роль в петрографии сводку изверженных пород «Mikroskopische Physiographie» Розенбуша (1877 и след. издания) и получил всеобщее признание.

Именно изучение геологических процессов, которые приводят к образованию горных пород, дает основания для разделения их на главные группы горных пород — изверженных, осадочных и метаморфических. Группы эти в общем достаточно ясно обособлены одна от другой и обладают каждая совокупностью признаков, настолько характерных и своеобразных, что каждую из них удобнее рассматривать в отдельности. Так это и принято во всех руководствах петрографии. Однако, как вообще в природе, мы и в этом разделении горных пород на основные группы встречаемся со случаями, когда граница между такими группами должна быть проведена условно. В ряде случаев от процессов образования изверженных горных пород путем застывания из магмы мы непосредственно переходим к процессам изменения в возникших этим способом собственно изверженных горных породах и в окружающих их массах таким образом, что исчезает резкая или вообще определенная граница между горной породой изверженной и метаморфической. В образовании пирокластических горных пород — вулканических туфов — мы встречаемся с процессами, занимающими как бы промежуточное положение между явлениями вулканического извержения и образования отложений рыхлого материала таким же путем, как при образовании осадочных горных пород. Наконец, диагенетические явления, представляющие характерную особенность для горных пород осадочных, неразрывно сливаются с явлениями метаморфизма, приводящего к возникновению метаморфических горных пород.

Несмотря на эти частные случаи, мы все же можем определенно сказать, что основные группы, на которые разделяются горные породы — породы изверженные, осадочные и метаморфические, — представляют генетически геологические подразделения. В дальнейшем расчленении,

например, изверженных пород на глубинные и эффузивные мы опять видим то же геологическое подразделение.

Последнее из тех требований, которые ставятся в отношении минеральных агрегатов, входящих в состав земной коры, для того чтобы их отнести к горным породам, сформулировано, как мы видели, Розенбушем в таком виде: природа образующих горную породу веществ (минеральный состав), способ их сочетания между собой (структура) и занимаемое горной породой пространство (геологические формы нахождения) должны находиться в причинной зависимости от того геологического явления, которому горные породы обязаны своим происхождением. Такая точка зрения на морфологические признаки горных пород — минеральный состав, структуру и залегание, а именно, как на следствие условий их генезиса, важна в том отношении, что она дает возможность разобраться в относительном значении того и другого из этих признаков при попытках установить наиболее естественную классификацию горных пород; но отнюдь нельзя изучение самих этих признаков сводить к тому, чтобы, пользуясь ими, строить гипотезы и гипотезы класть в основание.

Способы образования горных пород изверженных осадочных и метаморфических настолько различны, что на первый взгляд кажется, что, изучая те или другие, мы имеем дело с совершенно различным кругом идей и что вопросы, с которыми в каждом случае нам придется сталкиваться, не имеют почти ничего общего. С. Шэнд (1947) употребляет, например, такое сравнение: «Осадочные горные породы, — говорит он,— образовавшиеся при разрушении более древних изверженных пород, имеют с последними примерно столько общего, сколько опилки с живым деревом; следовательно, методы изучения и классификация, которая подходит для того или другого из этих двух классов горных пород, будут совершенно различны».

Эти различия между разными классами или типами горных пород, однако, касаются представлений, связанных со способом их образования, и действительно — здесь перед нами встают совсем разные вопросы. Однако, когда мы подходим к любой горной породе, как к природному объекту исследования, нам приходится в каждом случае решать такие одинаковые основные вопросы: 1) из чего состоит данная горная порода, т. е. вопросы минерального и химического состава; 2) как горная порода сложена из этих своих составных частей, т. е. вопросы структуры и текстуры; 3) как эта горная порода находится в природе — вопросы, касающиеся ее залегания и ассоциации ее с другими горными породами.

Эти три группы вопросов обнимают все те задачи изучения горных пород, решение которых дает нам фактический материал, служащий основанием для представления о существе горной породы, способе ее образования, изменениях и т. д. Ответы на вопросы этих трех групп и заключают тот фактический материал, который составляет содержание собственно петрографии, т. е. описательной части науки о горных породах, в отличие от петрологии, той части ее, которая имеет целью объяснение этих фактов и выяснение происхождения горных пород (петрогенезиса). Хотя, несомненно, описание горных пород тесно связано с представлениями о явлениях, происходящих при их образовании и изменениях, и с объяснением этих явлений. Признание существования задач двоякого рода при изучении горных пород (петрография и петрология) явилось существенным шагом вперед в развитии нашей науки. Это выделение двух ветвей учения о горных породах прежде всего важно для описательной части науки, которая имеет целью точное описание фактического материала, являющееся основанием всех наших знаний. Факты должны быть изложе-

ны так, чтобы каждый, пользуясь теми же современными методами исследования, которыми пользовался исследователь, описывающий эти факты, мог видеть все то и в том виде, как это говорится в описании. В петрологии существенную часть составляют гипотезы, которые могут меняться, тогда как фактический материал в наших знаниях горных пород остается неизменным, подвергаясь лишь детализации и уточнению. Поэтому изложение фактов (петрография) должно предшествовать изложению общих представлений, гипотез и принципов, вытекающих из этих фактов.

«Принципы — не исходный пункт исследования, а его заключительный результат; эти принципы не применяются к природе и к человеческой истории, а абстрагируются из них; не природа, не человечество сообразуется с принципами, а, наоборот, принципы верны лишь постольку, поскольку они соответствуют природе...» [1].

Вот почему изучение горных пород должно начинаться с петрографии, т. е. с описания горных пород и их систематизации. Только усвоив, что такое представляют собой разные горные породы, и исходя из совокупности этих фактических знаний о горных породах, можно строить более или менее обоснованные предположения о способах образования этих горных пород.

ОСОБЕННОСТИ КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Вообще, как мы знаем, всякая классификация производится на основании: 1) присутствия или отсутствия какого-либо признака в предметах, 2) изменения какого-либо общего всем предметам признака или свойства. Имея дело с природными объектами, за основание классификации приходится брать не произвольно нами выбранные признаки, а те, которые являются важнейшими, характеризующими способ образования и происхождение этих природных объектов. Поэтому в естественной петрографической классификации морфологические признаки горных пород важны не столько сами по себе, сколько как особенности, по которым мы можем судить о происхождении данной горной породы, отношении ее к другим породам и, следовательно, о естественном ее положении в ряду этих пород. В этом обстоятельстве, т. е. в том, что непосредственно наблюдаемые признаки породы служат вместе с тем средством для уяснения генетических оснований классификации, заключается, разумеется, главная трудность естественной классификации. С ней, однако, мы встречаемся и в других науках, изучающих естественные объекты, например, биологических. Но в петрографии существуют еще особые трудности, отсутствующие во многих других науках о природе. Особенные затруднения мы встречаем в петрографии при установлении низших понятий классификации: индивида и вида.

Определенный кристалл, минерал, растение или животное — все это индивиды естественные и понятные. В большинстве случаев мы встречаемся здесь и с достаточно ясно очерченными определенными видами, объединяющими группы наиболее близких индивидов. Каждый индивид возникает в результате отдельного, имеющего свое начало и конец процесса. Индивид биологический появляется в результате совершенно определенного процесса эмбрионального развития, и он резко обособлен. Индивид минералогии — кристалл или зерно минерала — также обособленный результат определенного процесса кристаллизации этого вещества. В про-

[1] Энгельс. Анти-Дюринг. Госполитиздат, 1951, стр. 34.

цессах образования этих объектов изучения мы имеем дело с достаточно явно очерченными явлениями, имеющими начало и конец. Прерывность в ходе событий, приведших к их возникновению, является их общим свойством. Оно-то и является причиной того, что один индивид обособлен, отделен от другого и что каждый представляет собой самостоятельное, отдельное целое.

Иначе обстоит дело с образованием горных пород. Здесь — непрерывная цепь геологических явлений, и при этом в течение единого непрерывного процесса может получиться целый ряд различных горных пород и, наоборот, ряд различных явлений может привести к образованию одной и той же по своим признакам горной породы. В связи с этим даже индивиды петрографии, которыми мы можем считать породы отдельных однородных участков одного и того же геологического тела, далеко не всегда обособлены один от другого. Непрерывная цепь переходов иногда так связывает их между собой, что границу можно провести в значительной мере условно. Еще больше неопределенности в понятии о виде. Здесь тоже нет того ясного генетического признака, вытекающего из общего происхождения индивидов, принадлежащих к одному и тому же виду, как в биологических науках. Каждая горная порода возникает в связи с рядом других, генетически связанных с ней, но в различных местах земной коры эти ряды возникают и развиваются самостоятельно. Такие процессы приводят к образованию пород очень близких, принадлежащих, без сомнения, к одному «виду», но эти породы появляются в разных местах и вследствие независимых геологических процессов. Они непосредственно генетически не связаны между собой. Границы между «видами» в петрографии еще более условны, чем границы между индивидами, так как переходные разности еще более постепенным рядом укладываются между формами, которые мы можем считать типичными.

Та особенность прерывности явлений, которая служит основой для классификации химических соединений, в частности минералов, и представляет следствие закона стехиометрических отношений, в горных породах тоже не наблюдается. Состав горных пород представляет смеси химических соединений (минералов), взятые в весьма различных, хотя и не бесконечно произвольных, соотношениях.

Все эти особые трудности петрографической классификации приводят к тому, что приходится или прибегать к искусственной системе, более или менее приближающейся к естественной, или ограничиваться группировкой в более крупные единицы, обнимающие каждая значительное разнообразие пород. Но и в этом случае нельзя упускать из вида главную особенность — существование переходных типов.

Идея современного естествознания о естественном развитии — эволюции — приложима и к горным породам, поскольку они являются закономерными продуктами такого процесса. Это положение принимается большинством петрологов, и понятие «эволюция изверженных пород» получило определенное содержание, особенно в наше время после появления под этим названием классической книги Боуэна (1928 г.; русский перевод, 1934). Однако, по мнению некоторых петрографов (Шэнд, 1947), в XIX веке идея о происхождении видов в биологии способствовала внедрению «псевдобиологического», как выражается Шэнд, направления в петрогенезисе в виде теории самопроизвольной магматической дифференциации, расщепления магмы, наподобие расхождения признаков организмов в биологической эволюции. Последующее развитие физической химии пролило новый свет на предмет, но петрографы, говорит Шэнд, продолжали пользоваться понятиями естественных видов и их предполагаемых

«родственных» связей. Тогда в петрологию был введен ряд терминов, выражающих такую идею о «родстве» горных пород. Термины эти сохранились у некоторых авторов и поныне, но они имеют совсем иное содержание, чем то, какое им придавали при их возникновении. Классификация и определения горных пород, однако, не могут быть основаны на признаках, выражающих предполагаемые генетические связи между горными породами. В их основание должны быть положены признаки вполне объективные, не предполагаемые, а наблюдаемые.

ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Основными признаками, на которых может быть построена классификация горных пород, являются, как уже указано:

1) минеральный и химический состав горной породы;
2) структура;
3) условия залегания.

Прежде чем переходить к изложению систематики горных пород, необходимо, хотя бы кратко, коснуться этих ее оснований. В каждой из основных геологических групп горных пород — в породах изверженных, осадочных или метаморфических — эти признаки имеют различное значение для систематики, и поэтому для каждой из этих групп горных пород мы рассмотрим такие признаки особо, в виде отдельного введения к описанию пород.

Начиная рассмотрение горных пород с пород изверженных, мы напомним известное из общей геологии определение, что такое изверженная горная порода.

Типичные изверженные горные породы, как думают, образовались путем застывания и кристаллизации магмы — силикатного расплава, содержащего растворенные в нем летучие вещества. Образование горных пород этим путем, во-первых, непосредственно наблюдается при извержении вулканов, а во-вторых, о таком способе образования некоторых горных пород мы можем заключить из того, как они залегают, из воздействия их на окружающие породы и из сходства вещественного состава с составом вулканических пород, несомненно образующихся путем застывания из магмы. Наконец, об этом же говорит структура таких горных пород, указывающая на вероятную кристаллизацию их при охлаждении расплава.

В Италии еще во времена классической древности непосредственное наблюдение над извержениями вулканов привело к представлению о лавах, образовавшихся как огнезданные горные породы (камни), но в других частях Европы понятия о потухших вулканах и об изверженных горных породах медленно и с трудом входили в сознание ученых. Только в 1751 г. Геттар (1752) заметил вулканическую природу гор Оверни и сходство ее базальтов с лавами. Во второй половине XVIII века в течение 20 лет известный фрейбергский геолог Вернер (1787) и его ученики оспаривали изверженное происхождение лав потухших вулканов Оверни, о котором тогда говорил французский ученый Демаре (1771). Вернеру представления Демаре казались абсурдными; он считал базальты осадочными породами. Когда несколько позднее немецкий химик Бергман обнаружил, что в базальте находятся те же составные части, что в горных породах, носивших название «трапп», то вместо признания за траппами изверженной природы это только усилило оппозицию Вернера признанию изверженной природы базальтов. Трапп, по предвзятому мнению Вернера, «не мог иметь никакого отношения к вулканизму», а стало быть, и

базальт «не мог быть» изверженной породой. Вернер ссылался на базальты плато, где не наблюдается шлаков и типичных лаковых потоков, и на основании этого считал, что базальт «должен быть» осадочной породой. Этот спор о базальтах длился больше четверти века, и только в начале XIX века ученик Вернера Леопольд фон Бух (1820) решительно стал на сторону признания изверженного происхождения базальта.

В России еще в конце XVIII века В. М. Севергин (1798) выступил против реакционного представления Вернера об осадочном происхождении базальта и рассматривал базальт как изверженную горную породу.

На изверженную природу гранита определенно указал в конце XVIII века шотландский геолог Хеттон (1785), являющийся предшественником Лайеля во внедрении идеи актуалистического метода в геологии. Следует отметить, что изверженное происхождение гранита Хеттон обосновывал геологическим методом, указывая на залегание этой горной породы в форме жил и на отношение гранита к вмещающим сланцам. В то время эти элементарные для нас соображения были крупными новыми идеями.

Приведенные примеры показывают, как к началу прошлого века постепенно входили в науку те элементарные понятия, которые в наше время являются общеизвестными.

Так как изверженные горные породы произошли из расплавленной магмы при ее остывании, то как синоним термина «изверженные» употребляется также название «магматические» или вышедший у нас из употребления термин «огнезданные», сохранившийся в других языках (английское — igneous rocks, французское — roches ignées).

Термин изверженные горные породы является наиболее распространенным. Он употребляется во всех языках: в английском — eruptive rocks, во французском — roches éruptives, в немецком — eruptive Gesteine являются обычными терминами для этой группы пород. Слово «изверженный» здесь не имеет смысла «выброшенный на поверхность земли», оно выражает лишь идею, что вещество, из которого образовались изверженные горные породы (магма), поступило туда, где находятся эти горные породы, из глубины, достигая или поверхности земли, или глубин меньших, чем источник магмы.

Главное значение при оценке признаков изверженных горных пород имеет то, что они состоят преимущественно из силикатов, то, что структура их говорит о способе их кристаллизации, и тот способ залегания, который давно уже связывают с их происхождением.

Часть первая

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ И СИСТЕМАТИКА ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

*

Глава I

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД КАК ОСНОВА КЛАССИФИКАЦИИ

РАЗНОЕ ЗНАЧЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Как известно, только небольшое число минералов входит в состав горных пород вообще и в частности пород изверженных. Изверженные горные породы состоят существенно из силикатов. Исключение представляют руды изверженного происхождения: окислы и сульфиды. Брёггер (1921) приписывал изверженное происхождение некоторым мраморам.

По той роли, которую минералы играют в составе изверженных пород, Вейншенк (1906) в очень популярном в свое время учебнике различал такие группы:

Главные составные части: кварц, полевые шпаты, нефелин и лейцит, минералы из групп слюд, роговых обманок, пироксенов, оливин.

Второстепенные минералы: а) не характерные: апатит, циркон, магнетит, б) характерные для разных пород: титанит, ильменит, гематит, хромит, шпинель, ортит, монацит, перовскит, рутил, минералы групп граната и эпидота, разные титано- и цирконо-силикаты щелочных пород.

Второстепенные викарирующие минералы, т. е. как бы заменяющие в некоторых разностях один из минералов породы: турмалин (например, вместо слюды), белая слюда, корунд, канкринит, эвдиалит, мелилит, минералы группы содалита (вместо нефелина).

Случайные минералы: кордиерит, минералы из группы граната или эпидота, плавиковый шпат, топаз. При ассимиляции вещества боковых пород магмой могут получиться также: корунд, шпинель, ставролит, волластонит, силикаты глинозема, местами могущие образовывать скопления.

Вторичные составные части: хлорит и слюдообразные минералы, частью мало изученного состава, минералы группы каолина, серпентин, минералы групп эпидота, граната и везувиана, пренит, скаполит, роговая обманка, титанит, апатит, брусит, топаз, турмалин, плавиковый шпат, карбонаты, цеолиты и т. д.

Само собой понятно, что случайные и вторичные минералы не имеют существенного значения для классификации изверженных горных пород. Роль второстепенных составных частей также ограничена и минералогические основания классификации определяются главным образом присутствием или отсутствием, особенностями и взаимными отношениями тех минералов, которые указаны как главные составные части. Известное значение имеют также характерные второстепенные минералы и иногда минералы викарирующие.

По значению, которое имеют минералы для отнесения горной породы к тому или другому виду, Лакруа (1933) различает:

1. Минералы кардинальные, или основные, присутствие которых определяет отнесение горной породы к главным подразделениям классификации: полевые шпаты, фельдшпатиды, кварц.

2. Существенные минералы, которые вместе с минералами предыдущей группы служат для определения петрографических типов: гиперстен в норите, оливин в алливалите.

3. Акцессорные минералы, которые присутствуют в породе, но ее не определяют: апатит, циркон и т. д.

4. Минералы случайные, как, например, отрит в некоторых гранитах.

5. Если минерал существенный присутствует в большом количестве, он входит часто в название породы как прилагательное: кварцевый, оливиновый и т. п.; если такого минерала мало, то употребляются прилагательные: кварцсодержащий, оливинсодержащий и т. д.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ РОЛЬ МИНЕРАЛОВ

С точки зрения генезиса породообразующие минералы изверженных горных пород могут быть разделены на такие группы:

1. Первичные магматические минералы, или минералы главной фазы периода кристаллизации породы. Это — главные породообразующие силикаты и отчасти несиликатные составные части породы, образовавшиеся во время застывания расплавленной магмы в твердую породу.

а) Одни из этих первично кристаллизовавшихся минералов будут устойчивыми в условиях образования породы; они непосредственно кристаллизуются из магмы при образовании породы: это, так сказать, минералы нормальные.

б) Другие образовались при иных условиях кристаллизации магмы (при другой температуре, другом давлении или составе магмы) и встречаются в данной породе как остатки, сохранившиеся от неполного разложения их и превращения в другие минералы. Корродированный, полурастворенный кварц порфировых выделений в некоторых эффузивных породах, оливин, превращающийся в ромбический пироксен, остатки авгита, включенные в образовавшуюся вместо него роговую обманку, представляют собой примеры подобных минералов, находившихся в неустойчивом равновесии при образовании породы.

в) Первичные минералы, которые образовались до окончательного застывания при реакции магмы с ранее образовавшимися (остаточными) минералами. Приведенные примеры ромбического пироксена, образующегося вместо оливина, или роговой обманки — вместо пироксена, являются такими реакционными минералами. Такие минералы, которые присутствуют в составе горной породы, хотя по валовому ее составу их ожидать нельзя, Лакруа (1933) предлагал называть «реакционными». Таковым является, например, оливин в таких породах, которые не обнаруживают недостатка кремнекислоты или даже имеют ее в некотором избытке. Это, так сказать, минералы, не прореагировавшие до конца, но принимающие участие в реакции с магмой. Термин «реакционные минералы» для них нельзя признать удачным. Реакционными минералами чаще называют такие, которые возникли в результате реакции минералов между собой или с магмой.

2. Эпимагматические (пневматолитические и реакционные) минералы. Это — минералы вторичные или викарирующие, частью случайные. После того как магма отвердела и уже превратилась в горную породу, процессы минералообразования не заканчиваются. Главным образом под влиянием остатков растворенных в магме и выделяющихся при ее кристаллизации летучих составных частей образуются новые минералы, обычно развивающиеся метасоматически, т. е. на месте первичных, но иногда в оставшихся свободных промежутках, как, например, минералы друз. К числу таких вторичных минералов, но образовавшихся под влиянием растворов, выделяющихся из самой магмы («постмагматических»), относят серпентин в некоторых дунитах, хлорит диабазов, анальцим тешенитов, минералы группы эпидота и цоизита в разных породах, иногда скаполит в габбро и др.

3. Диагенетические минералы. Помимо действия эпимагматических растворов, в горных породах после их кристаллизации могут происходить превращения и изменения минерального состава вследствие перехода в другие физико-химические условия существования. При этом может происходить превращение из одной полиморфной разности в другую, распад твердых растворов, изменение физических свойств. Период таких изменений начинается тотчас после кристаллизации магмы и продолжается очень долгое время. К числу подобных изменений минерального состава надо отнести, например, превращение тридимита в кварц, с чем связаны, как мы увидим дальше, особые структурные отношения, распад калинатрового полевого шпата и образование микропертита, превращение санидина в ортоклаз и т. д.

4. Ксеногенные минералы. К этим минералам относятся большей частью случайные минералы, возникающие при ассимиляции магмой чуждого вещества боковых горных пород и кристаллизации таких участков с ненормальным составом. Примеры: силикаты глинозема, гранаты, волластонит и т. п.

5. Вторичные экзогенные минералы. Эти минералы появляются в породах под влиянием различных внешних агентов, действующих на породу после ее образования, как, например, минералы, образующиеся при выветривании, а также при разного рода метаморфизме. Минералы эти являются продуктами позднейших изменений горной породы, образованиями, не связанными с ее происхождением, и нередко для того, чтобы определить положение породы в систематике, нужно восстановить ее первичный состав. Вторичные минералы, таким образом, не должны влиять на систематическое положение породы.

Группы эпимагматических, диагенетических и ксеногенных минералов отчасти принимаются во внимание при классификации изверженных пород, но главное значение, конечно, имеют ассоциации и соотношения первичных магматических минералов.

Первичные минералы в одних случаях могут быть воспроизведены путем «сухого плавления» — они кристаллизуются из силикатных расплавов, но в других случаях для их образования из магмы необходимо присутствие в ней так называемых минерализаторов или летучих составных частей, растворенных в этой магме. В связи с этим можно, следуя терминологии Лакруа (1933), различать минералы:

1) пирогенные, кристаллизующиеся из расплавов;

2) антипневматогенные (например, лейцит), когда присутствие летучих препятствует их образованию;

3) пневматогенные (минералы гранитов, лампрофиров и других пород. содержащие в своем составе OH или Cl, F);

4) парапневматогенные, не содержащие в своем составе «летучих» радикалов, но требующие присутствия летучих (флюсов) в магме (кварц, щелочные полевые шпаты и т. п.).

АССОЦИАЦИЯ МИНЕРАЛОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Разнообразие взаимных отношений этих минералов ограничивается некоторыми закономерностями.

Изверженные горные породы не представляют произвольных смесей минералов, а являются ассоциациями их, ограниченными в своем разнообразии определенными условиями. Это было замечено петрографами очень давно, еще в домикроскопический период, и уже с самого начала изучения минерального состава горных пород пытались установить некоторые «петрографические законы», управляющие сочетаниями минералов в изверженных горных породах, но недостаточное знание минерального состава на первых порах приводило к преждевременным неправильным заключениям. Еще в 1870 г. А. П. Карпинский опубликовал в Горном журнале статью, посвященную разбору этих законов, большинство из которых, впрочем, не оправдалось при дальнейшем изучении горных пород, когда прочно вошел в употребление микроскопический метод исследования. Заканчивая статью, Карпинский писал: «Несмотря на то, что большая часть петрографических законов уже опровергнута, мы все-таки должны признать за ними немаловажное значение, так как законы эти, представляя лишь, так сказать, временные обобщения или группировки добытых до известного времени данных, без сомнения послужили и еще послужат материалом для выводов, более близких к истине, чем они сами».

Введение микроскопа и расширение петрографических наблюдений постепенно привело к более обоснованным представлениям о правильностях в сочетаниях минералов, входящих в состав горных пород.

В начале этого столетия в своем известном учебнике Вейншенк (1906) указывал, например, такие закономерности, установленные эмпирически, оправдывающиеся огромным числом наблюдений:

1. Кварц как самостоятельный элемент совершенно отсутствует в изверженных горных породах, бедных кремнеземом, и особенно в тех, которые одновременно богаты щелочами. Он не встречается совместно с нефелином или лейцитом; понятно, что в кислых породах кварц вообще попадается чаще, чем в основных.

2. Калиевая слюда как первичный элемент не появляется совместно с пироксеном или роговой обманкой.

3. Оливин встречается редко совместно с роговой обманкой или ортоклазом; он не встречается (за крайне редкими исключениями, например, рапакиви, некоторые сибирские траппы,— в этих случаях оливин богат железом) в кварцсодержащих породах.

4. Роговая обманка обычно сопровождается титанитом, оливин-пикотитом, мелилит-перовскитом.

5. В горных породах, богатых натром, биотит довольно редок и обыкновенно замещается пироксеном или роговой обманкой.

6. В ряде глубинных горных пород, от гранита до габбро, биотит чаще всего попадается в породах, богатых кремнеземом и щелочами; с понижением содержания этих окислов биотит замещается роговой обманкой, а в самых основных породах — моноклинным пироксеном. Таким образом, граниты чаще всего бывают биотитовыми, сиениты и диориты — роговообманковыми, а габбро — пироксеновыми. В кислых горных породах

с плагиоклазом, как например, в тоналитах, роговая обманка встречается совместно с биотитом, а в основных — ортоклазово-плагиоклазовых монцонитах — она появляется совместно с пироксеном.

7. Если роговая обманка и пироксен срастаются друг с другом зонально, то в породах, богатых натром, щелочной пироксен нередко облекает роговую обманку, а в изверженных горных породах, более богатых кальцием, всегда имеет место обратное явление.

8. В глубинных горных породах, более богатых кремнеземом, роговая обманка чаще зеленая, реже бурая; в основных породах первичная роговая обманка бурая.

9. В вулканических породах роговая обманка и слюда являются главным образом выделениями интрателлурическими, неустойчивыми в условиях кристаллизации излившейся лавы, поэтому часто обнаруживаются следы растворяющего действия магмы: в период кристаллизации после излияния на месте их появляются авгит, гиперстен.

10. Пироксены и амфиболы, богатые натром, попадаются только в изверженных породах, богатых щелочами, в которых имеется больше натра, чем необходимо для образования щелочно-глиноземных силикатов.

11. Меланит и большинство силикатов, содержащих титан и цирконий, встречаются только в горных породах, богатых натром.

12. Силикаты глинозема, магнезиальные алюмосиликаты и силикаты извести, равно как корунд, шпинель, встречаются в изверженных породах обычно только там, где магма этих пород растворила части вмещающих осадочных пород.

13. Нефелин, лейцит, мелилит и содалит (кроме лазурита) попадаются только в изверженных породах; очень редко нефелин встречается как контактовый минерал (например, в Алиберовском графитовом месторождении).

ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

С минералогически-химической точки зрения, главные составные части изверженных пород могут быть, как известно из минералогии, объединены в группы:

1. Свободный кремнезем — кварц, редко тридимит или кристобалит — SiO_2.

Минералы представляют собой пространственные каркасы из кремнекислородных тетраэдров.

2. Алюмосиликаты с общей формулой: $(R_2O$ или $RO) \cdot mAl_2O_3 \cdot nSiO_2$. Обычно $m = 1—2$, а $n = 2—6$. В структурном отношении основу этих минералов также образует пространственный каркас из кремнекислородных тетраэдров.

По химическому составу различаются алюмосиликаты:

1) Щелочные $R_2O \cdot Al_2O_3 \cdot nSiO_2$
   - а) Щелочные полевые шпаты, $n = 6$:
     - альбит $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$
     - ортоклаз $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$
   - б) Фельдшпатиды, $n = 2$ или 4:
     - лейцит $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$
     - нефелин $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$
     - к ним близок также анальцим $H_2O \cdot Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$

2) Известковистый — анортит $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

Мелилит близок к известковистым алюмосиликатам по своей роли, содержит магний. В его структуре принимают участие комплексные кремнекислородные группы.

Алюмосиликаты натра (альбит) и извести (анортит) образуют непрерывный ряд твердых растворов (плагиоклазы).

3. Щелочные алюмосиликаты, содержащие в составе радикалы: галоидные, сернокислые и углекислые. Фельдшпатиды, близкие к полевым шпатам по своей роли; в основе структуры также пространственные каркасы из кремнекислородных тетраэдров:

1) Содалит $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot NaCl$;
2) Гаюин и нозеан $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot Na_2SO_4$;
3) Канкринит $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot CaCO_3$.

4. Простые силикаты:

1) Метасиликаты — в основе структуры цепочки и ленты кремнекислородных тетраэдров:

а) железа и магнезии — ромбические пироксены (и амфиболы);

б) железа, магнезии и извести — моноклинные пироксены и амфиболы.

2) Ортосиликаты. В основе структуры отдельные кремнекислородные тетраэдры, связанные катионами. Ортосиликат железа и магнезии — оливин.

5. Феррисиликаты натра — эгирин и щелочные роговые обманки. В основе структуры цепочки, как в простых метасиликатах. Обыкновенно образуют с ними твердые растворы.

6. Алюмосиликаты с гидроксилом — слюды, в основе структуры которых лежат листы кремнекислородных тетраэдров. В химическом отношении: мусковит без содержания железа и магнезии и темные слюды с железом и магнезией.

7. Свободные окислы железа (магнетит и гематит), алюминаты и их аналоги (шпинель, хромит и др.), апатит, некоторые сульфиды, редко карбонаты. Эти несиликатные составные части представляют собой акцессорные минералы.

Группы 1—3 образуют салические составные части пород — бесцветные или светлые минералы. Группы 4—7 — фемические составные части — цветные или темные минералы. Названия «бесцветные» и «цветные» минералы здесь имеют, в сущности, условный смысл: многие «бесцветные» минералы макроскопически являются окрашенными, например красный полевой шпат, некоторые «цветные» под микроскопом бесцветны, например оливин. Поэтому иногда вместо этих названий говорят: легкие составные части (кварц, фельдшпатиды, полевые шпаты) и тяжелые (пироксены, амфиболы, оливин, рудные минералы).

В некоторых щелочных горных породах в значительном количестве, как существенные составные части, встречаются также титаносиликаты, цирконосиликаты; в других, кислых породах — содержащие бор (например, турмалин) и фтор (топаз) силикаты появляются как «викарирующие» минералы, но это все редкие случаи.

Главными минералами, образующими изверженные горные породы, являются, как видим, силикаты. Кремнезем является главным «кислотным окислом» в породах, и мы видим, что он в различных пропорциях соединяется с основаниями. Силикаты, в которых кремнезем заключается в максимальном количестве, например альбит, являются насыщенными или предельными, в отличие от ненасыщенных или непредельных, каковым является, например, нефелин. Разные окислы оснований образуют как насыщенные, так и ненасыщенные силикаты. Несиликатные минералы,

по Шэнду (1947), тоже могут быть насыщенными (см. ниже). В табл. 1 сопоставлены те и другие минералы.

Таблица 1

Сопоставление насыщенных и ненасыщенных минералов

Характерные элементы	А — насыщенные минералы	Б — ненасыщенные минералы
K	Ортоклаз Слюды	Лейцит
Na	Альбит (в известково-натровых полевых шпатах). Натровые пироксены и амфиболы	Анальцим Нефелин Содалит Канкринит Нозеан и гаюин
Ca	Анортит (в известково-натровых полевых шпатах) Авгит Роговая обманка Сфен Апатит	Мелилит Меланит Перовскит
Mg и Fe''	Фаялит Пироксены и амфиболы	Оливин Пикотит
Fe'''	Слюды Альмандин Натровые пироксены и амфиболы Магнетит	Пироп Меланит
Al Al и B	Топаз Турмалин	Корунд
Ti	Сфен Ильменит	Перовскит
Mn Zr	Спессартин Циркон	

Насыщенные силикаты могут в магматических условиях образовываться вместе с выделением свободного кремнезема (в виде кварца или тридимита), ненасыщенные являются неустойчивыми в кислых магмах и, соединяясь с кремнекислотой, переходят в насыщенные. Однако некоторые минералы, даже не содержащие кремнезема (например магнетит) или содержащие его в меньшем, чем предельное, количестве, как, например, фаялит, тем не менее могут присутствовать в породах, содержащих свободный кремнезем. То же относится к гранатам, из которых спессартин и альмандин встречаются в гранитах, а меланит и пироп — в основных бескварцевых породах (первый — в щелочных породах; второй — в перидотитах). Поэтому в своей таблице Шэнд (1913, 1914, 1915) включил все эти минералы в соответствующие группы.

ЗНАЧЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ МИНЕРАЛОВ В СИСТЕМАТИКЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Некоторые петрографы стремились найти принципы для классификации изверженных горных пород, пытаясь по химизму входящих в их состав минералов разделять эти горные породы на группы, которые можно было бы характеризовать тоже химическими признаками. При современном знании химического состава минералов, образующих горные породы, и количественных соотношений минералов в них мы не можем еще во всех случаях определять химический состав горной породы по минеральному, и поэтому суждения о химизме горной породы по химизму минералов могут быть только приблизительными, а определенные по минеральному составу признаки химизма горной породы являются в значительной степени условными.

Примером попытки создать такие основания для классификации изверженных горных пород, исходя из минерального состава, является система, предлагавшаяся у нас более 40 лет тому назад В. В. Никитиным (1907). Он разделял изверженные горные породы на три большие группы:

1. Группа щелочноземельно-железистых горных пород. Характеризуется отсутствием сколько-нибудь значительного количества полевых шпатов, фельдшпатидов или слюд. Для этих пород характерны минералы: оливин, пироксены, амфиболы, известково-железистый гранат, а также вторичные продукты: хлорит, тальк и др. Эту группу Никитин предлагал разделять по величине отношения $(Mg, Fe)O : CaO$ — если оно больше 3, мы имеем магнезиально-железистую подгруппу, если меньше 3 и больше 1 — нейтральную и если меньше 1, то известково-железистую.

2. Группа щелочноземельно-глиноземистых горных пород. Характеризуется значительным количеством глинозема и преобладанием щелочных земель над щелочами, т. е. преобладанием алюмосиликатов, главным образом полевых шпатов, богатых известью (от анортита до лабрадора). В. В. Никитин относит сюда также редкие плагиоклазовые горные породы, которые содержат некоторое количество фельдшпатидов. Цветные минералы в этой группе — пироксены или амфиболы, оливин и иногда корунд.

Главное основание для выделения группы — наличие плагиоклаза основнее лабрадора, в котором $CaO : Na_2O = 3$, откуда условно принадлежность к группе определяется отношением $\frac{Al_2O_3 - R_2O}{R_2O} > \frac{3}{2}$. Подразделения этой группы определяются такими отношениями окислов в химическом составе горной породы:

магнезиально-глиноземистые горные породы при $\frac{(Mg, Fe)O}{CaO - Al_2O_3 + R_2O} > 3$;

известково-глиноземистые при $\frac{(Mg, Fe)O}{CaO - Al_2O_3 + R_2O} < 1$

и пересыщенные глиноземом при $\frac{Al_2O_3}{R_2O + CaO + 2MgO} > 1$.

3. Группа щелочно-глиноземистых горных пород с преобладанием щелочей. Граница со второй группой основана на характере полевого шпата и является условной. Для второй группы плагиоклаз не кислее лабрадора, а для третьей — не основнее андезина. Кроме полевого шпата, в третьей группе могут присутствовать фельдшпатиды, а цветными минералами являются пироксен, амфиболы, слюды. Подразделение этой группы В. В. Никитин основывает на присутствии или отсутствии кварца или

на пересыщении, насыщении и недосыщении кремнекислотой, определяемых из отношений окислов в химическом составе породы, а именно: при отсутствии биотита границами служат отношения

$$\frac{6R_2O + 2(Al_2O_3 - R_2O) + CaO - Al_2O_3 + R_2O + (Mg, Fe)O}{SiO_2} \gtrless 1,$$

а когда есть биотит, то

$$\frac{3 \times 2(Al_2O_3 - CaO - R_2O) + 2CaO + 6(2R_2O + CaO - Al_2O_3) +}{SiO_2} \rightarrow$$

$$\rightarrow \frac{+ (MgFe)O - 4(Al_2O_3 - CaO - R_2O)}{SiO_2} \gtrless 1.$$

Как видим, в этих подразделениях основой служат признаки минералогические, но применяются и данные химического состава.

Последовательно разделение горных пород по признакам химизма входящих в их состав минералов проводит Шэнд (1947), исходя из указанного выше разделения минералов на группы — насыщенных и ненасыщенных.

В соответствии с разделением минералов на пересыщенные, насыщенные и недосыщенные, как это делает Шэнд, можно разделить изверженные горные породы на основании минерального состава на следующие группы:

I. Пересыщенные горные породы, содержащие кварц или тридимит магматического происхождения в ассоциации с другими минералами группы А (см. стр. 23).

II. Насыщенные породы, содержащие только минералы группы А, но без свободного кремнезема.

III. Недосыщенные породы, содержащие минералы группы Б вместе с минералами группы А или без них:

а) породы с щелочноземельными ненасыщенными минералами, например с оливином;

б) породы с щелочными ненасыщенными минералами, например с нефелином;

в) породы одновременно и с щелочноземельными и с щелочными ненасыщенными минералами, например с оливином и с нефелином вместе.

Указанное разделение изверженных горных пород по химико-минералогическому составу выражает главным образом соотношения кремнезема и оснований в их составе. Согласно Шэнду, дальнейшее подразделение может быть проведено так, чтобы отразить различия в основаниях. С этой точки зрения, по минеральному составу можно различать, главным образом по характеру цветных минералов, такие группы пород:

а) Сильно глиноземистая (peraluminous) группа, характеризующаяся первичным мусковитом, биотитом, корундом, турмалином, топазом, альмандином или спессартином.

б) Сильно щелочная (peralkaline), характеризующаяся натровыми пироксенами или амфиболами, эвдиалитом, энигматитом и т. д. и отсутствием анортита.

в) Группа, характеризующаяся обыкновенными пироксеном, амфиболом, оливином, фаялитом, иногда эпидотом с примесью биотита или без него. Эта наиболее обширная группа может быть разделена на две подгруппы:

$в_1$ — умеренно глиноземистую (metaluminous), характеризующуюся ассоциацией амфибола или пироксена (иногда эпидота) с биотитом, или

одной роговой обманкой (или эпидотом); может присутствовать также оливин;

$в_2$ — бедную глиноземом (subaluminous), характеризующуюся пироксеном или оливином, без заметных количеств роговой обманки, биотита или первичного эпидота.

Мы видим, таким образом, что минеральный состав изверженных горных пород рассматривается здесь в связи с их химическим составом, но, как мы знаем, он зависит и от условий образования горной породы. Те минералы, присутствие которых является характерным указанием на важные химические особенности магмы или специальные условия образования горной породы, по предложению Лакруа (1922), называются симптоматическими минералами.

Мы уже видели примеры химических условий, определяющих появление симптоматических минералов. К ним относятся такие:

1) щелочные минералы вообще образуются, если $Al_2O_3 < K_2O + Na_2O + CaO$ (в молекулярных количествах);

2) глиноземистые минералы образуются, если $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$;

3) обыкновенно в горных породах $K_2O + N_2O + CaO > Al_2O_3 > K_2O + Na_2O$; тогда, как правило, не образуются ни щелочные цветные минералы, ни глиноземистые.

Фельдшпатиды образуются обыкновенно при недостатке кремнекислоты.

Симптоматическими минералами, указывающими на специальные условия образования пород, будут, например: лейцит, который может образоваться только при сравнительно малых давлениях; слюды, для образования которых, в противоположность лейциту, необходимо значительное давление, способное удерживать в расплаве растворенную в нем воду.

Горные породы, которые имеют минеральный состав, не соответствующий обычным условиям появления симптоматических минералов, и являются, таким образом, породами, представляющими исключение из общего правила, Лакруа (1923_2) предлагает называть долиоморфными типами горных пород. Например, долиоморфными типами являются горные породы, содержащие те минералы, которые Лакруа называет реакционными.

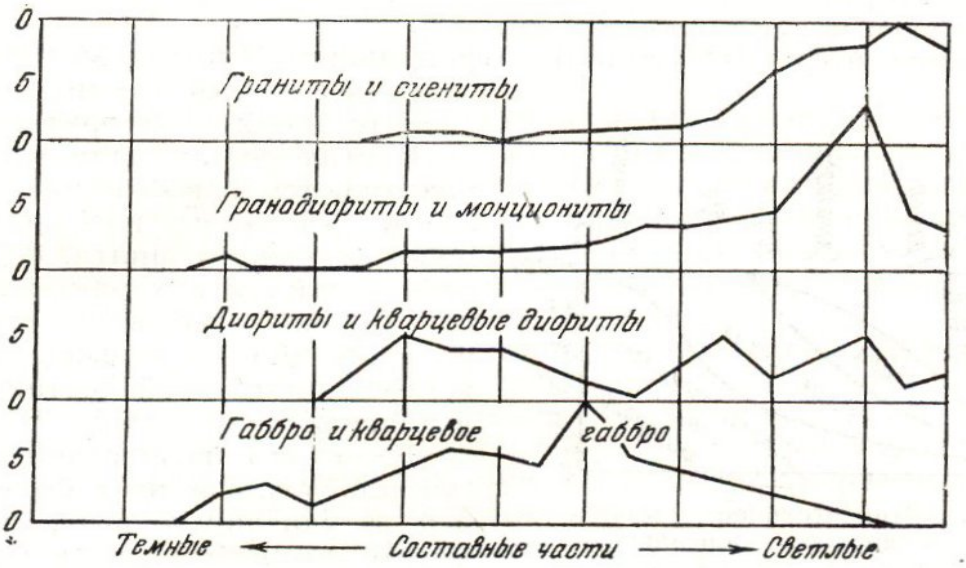
ЗНАЧЕНИЕ ОТНОШЕНИЯ АЛЮМОСИЛИКАТОВ И ПРОСТЫХ СИЛИКАТОВ. РЯДЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В изверженных горных породах большое значение имеет отношение алюмосиликатов и простых силикатов, иначе — отношение салических и фемических составных частей. Этим отношением главным образом определяется общий облик горной породы.

Породы с резким преобладанием салических составных частей получили название лейкократовых, с преобладанием фемических — меланократовых и с нормальным отношением — мезократовых; последние лучше называть мезотиповыми или мезолитовыми [1]. Для пород, состоящих исключительно из светлых или, наоборот, исключительно из темных минералов, употребляются термины соответственно «гололейкократовые» и «голомеланократовые» породы.

[1] От греческих слов: λευκός (леукос) — белый, светлый; μέλανος (меланос) — черный, темный; μέσος (месос) — средний; κρατῶ (крато) — господствую; λιθος (литос) — камень.

Нужно иметь в виду, что для разных типов горных пород среднее содержание цветных минералов, отвечающее нормальному типу, который можно принимать за мезолитовый, будет неодинаково. Существует закономерность, связывающая характер салических минералов с относительным количеством в горной породе минералов фемических. Именно по мере возрастания в породе количества щелочных алюмосиликатов за счет убывания известкового алюмосиликата убывает количество цветных фемических составных частей. В то время как в габбро цветные минералы (пироксен) составляют нормально около 40% и до 50% горной породы, в гранитах и сиенитах нормально его всего около 5—6%, редко до 10%.



Фиг. 1. Распространенность лейкократовых и меланократовых разновидностей в главнейших типах изверженных горных пород.

С таким приблизительно содержанием цветных минералов эти породы могут быть названы мезолитовыми или мезократовыми. Отсюда ясно, что габбро с 25% пироксена будет лейкократовым, а сиенит с таким же содержанием цветных элементов — сиенитом меланократовым. Таким образом, термины «меланократовый» и «лейкократовый» в применении к определенному типу горных пород имеют несколько иной смысл, чем в применении к горным породам вообще.

О зависимости между характером полевого шпата, именно составом плагиоклаза, и относительным количеством цветных и светлых составных частей породы можно составить некоторое представление, например, из давно известной диаграммы (по Джохенсену, 1917), представляющей результат статистического подсчета количественного состава около 1000 горных пород. На диаграмме по оси абсцисс отложено отношение темных и светлых составных частей, по ординатам — число исследованных пород (фиг. 1). Из нее видно, как максимум кривых, отвечающих наиболее распространенным типичным представителям разных семейств горных пород, сдвигается вправо при переходе от пород с основным плагиоклазом к породам с щелочным полевым шпатом.

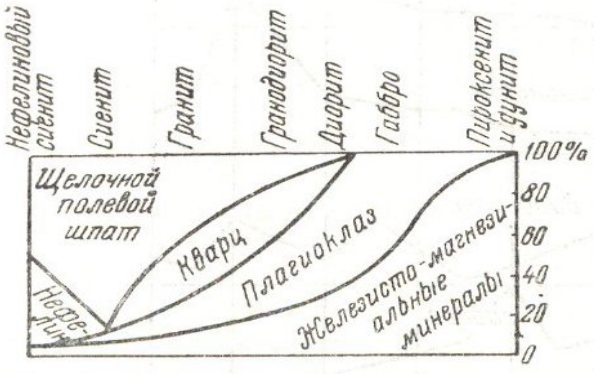
На следующей диаграмме (фиг. 2) представлено схематически, в грубых округленных величинах, относительное количество главных минералов в важнейших типах зернистых изверженных пород.

В природе, как уже указывалось раньше, отдельные группы или типы (семейства, роды) горных пород связаны между собой постепенными переходами, которые выражаются в минеральном составе тем, что тот или другой минерал, входящий в состав породы, постепенно убывает в своем количестве и за его счет возрастает количество другого.

Таким образом, получаются ряды горных пород или, как их называют также, серии горных пород, в которых крайние члены резко отличаются один от другого, а в промежуточных мы имеем непрерывный переход от одного звена ряда к другому. Указанные изменения происходят в разных направлениях, и поэтому могут быть различные ряды связанных переходами горных пород.

Примерами могут служить ряды:

а) Калиевый гранит — гранит — гранодиорит — кварцевый диорит.



Фиг. 2. Относительное количество главных минералов в важнейших типах изверженных горных пород

б) Калиевый сиенит — сиенит — сиенито-диорит — диорит.

В этих рядах отдельные члены различаются относительным количеством калиевого и известково-натрового полевого шпата. Обычно при этом меняется и характер последнего; именно, с убыванием калиевого полевого шпата повышается содержание анортитовой составной части в плагиоклазе.

Если это возрастание основности плагиоклаза идет более быстро, чем в указанных выше рядах, то вместо второго ряда получим:

в) Калиевый сиенит — сиенит — монцонит — габбро.

Примерами рядов, в которых отдельные члены различаются по относительному количеству салических и фемических минералов, могут служить такие:

а) ортоклазит — авгитовый сиенит — иогоит (монцонит) — шонкинит — пироксенит;

б) а) анортозит — габбро и норит — пироксенит;

в) тешенит — пикрит — перидотит;

г) уртит — ийолит — мельтейгит — якупирангит.

Последний ряд представляет породы из нефелина и пироксена; вместе с увеличением количества пироксена также меняется его характер; в уртите мы имеем эгирин и эгирин-авгит, в более меланократовых членах появляются диопсид и далее титанистый авгит.

Количественное отношение главных составных частей горной породы является очень существенным признаком. Само собой понятно, что в связи с этим отношением находится и химический состав породы; этот признак раньше мало принимали во внимание, так как определение количества составных частей не всегда легко можно сделать. Поэтому до последнего времени классификации изверженных горных пород по минеральному составу были классификациями качественными, т. е. основанными лишь на присутствии и отсутствии того или другого минерала или группы минералов и на изменении характера минералов, входящих в одну и ту же классификационную группу («семейство»), например полевых шпатов, амфиболов и т. д.

ЗНАЧЕНИЕ СОСТАВА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И ДРУГИХ МИНЕРАЛОВ В СИСТЕМАТИКЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Очень важным признаком является состав полевого шпата, представляющего в большинстве изверженных горных пород главную их составную часть. Чтобы это значение характера полевых шпатов стало ясно, достаточно вспомнить, что во всех изверженных породах они составляют не менее $^2/_3$ общей массы горной породы и что сравнительно очень редко встречаются породы, в которых количество полевого шпата составляет меньше 50%. Но еще большее значение надо придать характеру полевого шпата, приняв во внимание ту закономерность в составе изверженных пород, о которой сказано выше, и особенно связь между характером полевого шпата и относительным количеством салических и фемических элементов.

Указанные закономерности не случайны. Они являются результатом эволюции магмы, приводящей к разнообразию изверженных горных пород в природе. В течение этой эволюции изменяется состав магмы и в зависимости от этого меняется и состав минералов, выделяющихся при застывании ее. Непрерывное изменение состава полевых шпатов до известной степени может быть принято за приблизительное мерило хода этой эволюции магмы.

Можно указать, например, что когда последовательно одна за другой происходили интрузии различных глубинных пород, то в большинстве случаев различные виды пород следовали друг за другом в определенной закономерности. Интрузии начинались более основными породами и заканчивались наиболее кислыми. Так, габбро сменяется диоритом, диорит — гранодиоритом, и за последним следуют граниты. Этот порядок интрузий соответствует последовательному изменению состава магмы. Магма первоначального состава — габбро — последовательно сменяется магмой диоритовой и, наконец, гранитовой. Состав плагиоклаза, входящего в эти породы, различен: в габбро мы имеем основной плагиоклаз, в диорите — средний, в гранодиорите и граните — кислый. Кислотность плагиоклаза повышается по мере того, как все дальше и дальше идет процесс дифференциации. Объяснение этому физико-химическая петрография находит в особенностях кривой плавкости ряда плагиоклазов. Это не случайное явление, а неизбежный закономерный процесс. Поэтому, можеть быть, старинное сравнение Абиха (1841), сопоставляющего различие родов полевых шпатов в изверженных породах с различием руководящих окаменелостей в породах осадочных, имеет гораздо более глубокое значение, чем это можно было предполагать в то время. Абих тогда мог лишь эмпирически связывать это различие с различием в кислотности породы.

Значение полевых шпатов для систематики изверженных пород признавалось уже в самом начале развития петрографической науки, особенно во Франции, и уже у Кокана (1857), например, мы находим для порфировых пород те же самые подразделения на ортофиры, альбитофиры, олигофиры и лабрадорофиры, которые впоследствии, в 1900 г., предлагались Е. С. Федоровым (1901_2).

Понятно, что методы определения полевых шпатов под микроскопом привлекли внимание петрографов. Работами Фуке (1894), Мишель-Леви (1896), Бекке (1893, 1894) и особенно Е. С. Федорова (1893, 1896_1) [1] и В. В. Никитина (1929, 1933) [1] выработаны методы определения полевых

[1] Переиздано в 1953 г. в книге «Универсальный столик Е. С. Федорова». Изд. Акад. наук СССР.

шпатов, главным образом плагиоклазов. Наиболее совершенным универсальным методом является метод Федорова, при помощи которого мы находим относительное расположение оптического эллипсоида и некоторых кристаллографических элементов (двойниковой оси, спайности и др.) и исследуем форму эллипсоида. Этот метод был предложен Е. С. Федоровым около 50 лет тому назад. Он был усовершенствован В. В. Никитиным и другими авторами. В настоящее время, благодаря применению пятиосного столика, он достиг большой простоты и не требует графических операций, составлявших, вследствие их мешкотности, препятствие к массовому широкому применению метода (А. Н. Заварицкий, 1943) [1].

Менее совершенные приемы определения полевых шпатов основаны главным образом на определении углов погасания только в некоторых определенных сечениях, распознаваемых по разным признакам. Бекке (1893) применил для определения полевых шпатов также и сравнение в определенных сечениях показателей преломления их с показателем преломления кварца или канадского бальзама. Все эти приемы не могут, конечно, заменить исследования универсальным методом, но они иногда являются удобным средством, позволяющим быстро, хотя и менее точно и с меньшей уверенностью, определить состав плагиоклаза. Во многих случаях, например при исследовании микролитов, т. е. микроскопических кристалликов основной массы плохо раскристаллизованных пород, большую услугу оказывает определение показателя преломления полевых шпатов путем погружения их осколков (в порошке породы) в жидкости разного преломления и сравнения показателей преломления минерала и жидкостей. Для щелочных полевых шпатов определение показателей преломления является наиболее удобным и надежным способом оптического определения.

Не только полевые шпаты, но и большинство других породообразующих минералов представляют собой изоморфные смеси с непрерывно меняющимся составом и соответственно изменяющимися оптическими и другими физическими свойствами. О составе этих минералов можно было бы судить, исходя из их оптических констант, но, к сожалению, оптические свойства минералов до сих пор изучены еще слишком мало для того, чтобы по ним можно было вывести точное заключение о химическом составе этих минералов. Во многих случаях мы пока принуждены ограничиваться лишь довольно грубым приближением.

Можно, однако, сказать, что изучение минерального состава изверженных пород в настоящее время уже достигло той стадии, когда определение на глаз минералов, слагающих породу, является далеко не достаточным. От современного петрографического исследования требуется уже изучение оптических констант минералов и во многих случаях выделение этих минералов из породы для их химического анализа.

Точное изучение оптических и других физических свойств породообразующих минералов важно и с другой стороны. В этих свойствах нередко выражаются признаки общей генетической связи пород целого района. Характерными, например, для щелочных пород окрестностей Осло являются формы кристаллов криптопертита с преобладающим развитием призматических граней, для богемских щелочных пород — наличие фиолетового титансодержащего авгита, для диабазов в некоторых районах их развития — появление в них энстатит-авгита и т. д. Пока еще значение

[1] Переиздано в 1953 г. в книге «Универсальный столик Е. С. Федорова». Изд Акад. наук СССР.

этих особенностей мало выяснено, но несомненно, что их появление связано с условиями образования пород, и для выяснения генетических соотношений они могут представлять иногда существенный интерес.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕГО ГРАФИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ В ВИДЕ ДИАГРАММЫ

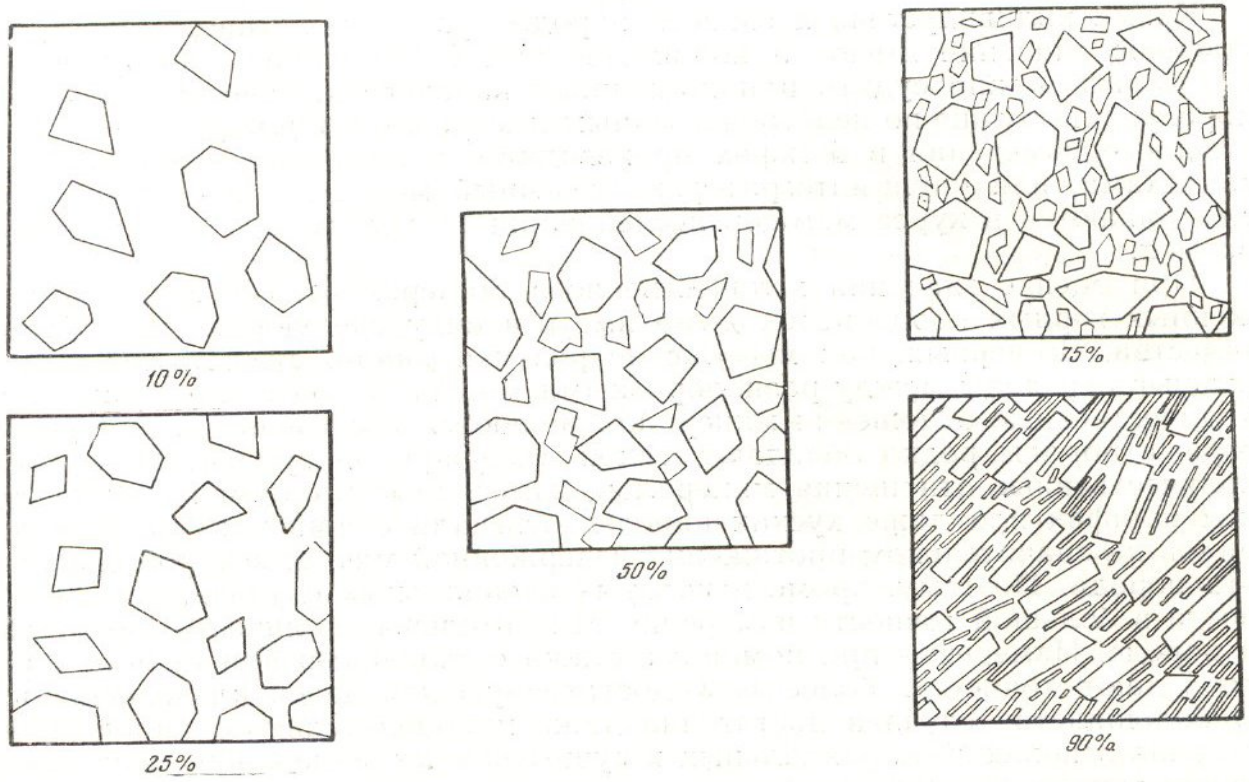
Кроме индивидуальных свойств породообразующих минералов, существенное значение имеют и количественные соотношения между ними, о которых можно судить или по данным валового химического анализа породы, или лучше по непосредственным измерениям в шлифах. Непосредственные измерения в шлифах производятся с помощью или столика с салазками, или «пуш-интегратора» (точечный метод). Эти способы рассматриваются в курсе методов исследований, и мы на них не останавливаемся.

При оценке значения количественного минерального состава изверженных горных пород необходимо иметь в виду следующие два обстоятельства. Во-первых, как мы уже не раз указывали, существуют непрерывные переходы между разнообразными типами пород и, следовательно, количественные отношения минералов меняются постепенно, а во-вторых, горные породы редко обладают такой большой однородностью, чтобы количественные отношения минералов, измеренные в одном или нескольких шлифах или даже кусках породы, отвечали отношениям этих минералов на значительном протяжении изверженной массы, которой сложена эта порода. Поэтому, кроме некоторых специальных случаев, нет надобности в большой точности измерения относительных количеств минералов в породе. Измерения при помощи столика с салазками или пуш-интегратора дают точность, более чем достаточную для целей классификации. В большинстве случаев достаточно даже приблизительного определения на глаз отношений кардинальных и существенных минералов. Для облегчения такого определения на глаз можно пользоваться сравнением с рисунками-диаграммами, представляющими относительное количество двух различных составных частей (см. фиг. 3, где даны относительные количества порфировых выделений и основной массы в разных типах горных пород американской количественной классификации). Пусть, например, нам надо определить количество цветного минерала в зернистой горной породе. При рассматривании шлифа без анализатора зерна цветного минерала выделяются на прозрачном бесцветном фоне. Сравниваем эту картину с диаграммами фиг. 3. Пусть она является как раз средней между изображениями первым и вторым фиг. 3. На первом вкрапленники составляют 10% всей массы, а на втором — 25%; значит, в нашем случае цветного минерала несколько более 15% (15—20%); для определения типов пород этого может оказаться достаточно.

Приведем несколько примеров, когда измерение количественного соотношения минералов необходимо для определения типа породы.

Уже довольно давно, в 1895 г., Брёггером было выдвинуто в качестве классификационного признака относительное количество калиевого и известково-натрового полевого шпата в породах. Раньше Циркель (1866) и другие исследователи различали породы ортоклазовые и плагиоклазовые. Брёггер указывал еще и на промежуточную группу ортоклазово-плагиоклазовых пород, типичными представителями которых являются принадлежащие к группе авгитовых сиенитов породы Монцони, назван-

ные А. Лаппараном (1864) монцонитами. В этих породах ортоклаз и плагиоклаз (андезин и лабрадор) встречаются примерно в равных количествах. Рациональность выделения самостоятельной группы ортоклазово-плагиоклазовых пород впоследствии оспаривалась многими — из русских петрографов, например Б. К. Поленовым (1899), но количественные статистические подсчеты минерального состава пород показывают, по-видимому, что для такого выделения имеются некоторые основания. Действительно, из диаграммы фиг. 4, составленной Джохенсеном (1917),



Фиг. 3. Относительное количество порфировых выделений и основной массы в разных типах порфировых структур. По Кроссу и др., 1903.

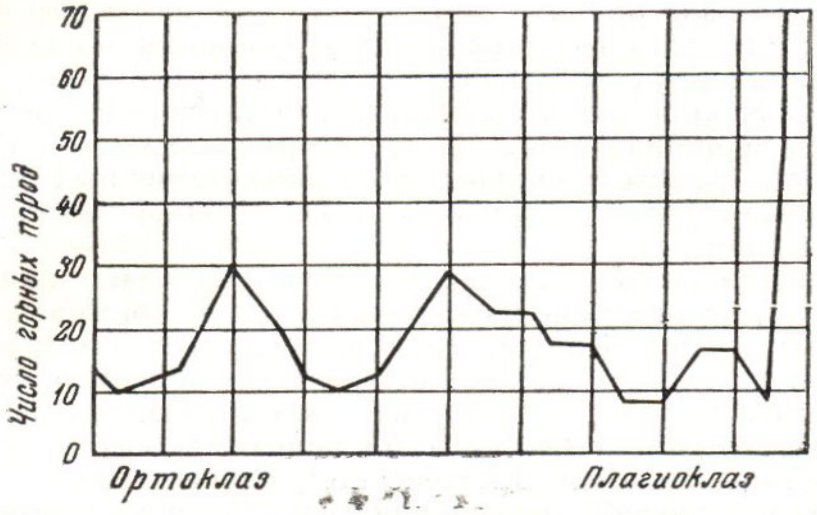
видно, что на кривых, изображающих распространенность пород с разным отношением количества ортоклаза и плагиоклаза, выделяются три максимума. Первый отвечает содержанию плагиоклаза около 20% при преобладающем ортоклазе (вообще калинатровом полевом шпате). Это породы ортоклазовые. Второй максимум отмечает существование распространенных пород примерно с равным количеством того и другого полевого шпата и, наконец, как показывает подъем кривой в правой части рисунка, резко выражено существование плагиоклазовых, почти не содержащих ортоклаза пород.

Как уже было сказано выше, весьма важным признаком является количественное отношение салических составных частей горной породы к фемическим, на основании которого разделяют породы на лейкократовые, мезолитовые и меланократовые. Шэнд (1947) предлагает выражать относительное количество цветных минералов в породе числом, представляющим их процентное содержание. Это число он называет colour index (цветовой индекс или показатель окраски).

Содержание цветных минералов в горной породе является признаком, который совершенно необходимо принимать во внимание при отнесении

данной породы к тому или иному типу. При макроскопических исследованиях зернистых изверженных горных пород, когда на глаз нельзя определить, какой полевой шпат присутствует в породе, или трудно различить цветные минералы (пироксен или роговая обманка), относительное количество цветных минералов часто является даже решающим признаком.

В различных наиболее распространенных горных породах количество цветных минералов меняется таким образом: в сиенитах и нефелиновых сиенитах оно не превышает 20%, обычно значительно меньше; в гранитах редко доходит до 10%, чаще несколько меньше; в монцонитах — около



Фиг. 4. Распространенность изверженных горных пород с разным отношением калиевого полевого шпата и плагиоклаза. По Джохенсену, 1917.

25%, в диоритах — обычно 30—40%, в габбро — 40—50% и несколько больше.

Мы видели далее, что очень характерным признаком в составе горной породы является избыток или недостаток кремнекислоты, выражающийся в присутствии кварца или нефелина (или лейцита). Эти минералы обычно отсутствуют в породах, насыщенных кремнекислотой; кварц появляется в породах пересыщенных, а фельдшпатиды — в недосыщенных. Процентное содержание кварца или фельдшпатидов также может служить одним из признаков количественного минерального состава. Мы видели, что кварц и фельдшпатиды совместно не встречаются, поэтому все породы могут быть разбиты на три группы: в первой нет ни кварца, ни фельдшпатидов, во второй присутствует кварц и нет фельдшпатидов, в третьей присутствуют фельдшпатиды и нет кварца. Характерные количественные отношения минералов, о которых мы только что говорили, в этих трех группах будут таковы:

1) отношения: а) калиевого полевого шпата и плагиоклаза,
б) полевых шпатов и цветных минералов;

к тем же отношениям в необходимых случаях должно быть добавлено:

2) относительное количество кварца или
3) относительное количество фельдшпатидов.

Все эти отношения могут быть выражены наглядно в виде пространственной диаграммы наподобие той, которую предлагает строить Джохенсен (1931) следующим образом (см. фиг. 46 на стр. 137). Берутся два правильных тетраэдра, сложенных основаниями. Верхний служит для

изображения составов пород, содержащих кварц, нижний — для пород, содержащих фельдшпатиды. Общее основание будет служить для изображения составов пород, не содержащих ни кварца, ни фельдшпатидов. Состав каждой породы может быть представлен в виде точки (фигуративная точка) внутри такого двойного тетраэдра с помощью так называемых барицентрических координат, т. е. положение этой точки отвечает центру тяжести весов, приложенных в соответствующих этим минералам точках и пропорциональных относительным количествам этих минералов.

Для выражения указанных выше количественных отношений между разными полевыми шпатами, цветными минералами и кварцем или фельдшпатидами надо принять, что составы калинатрового полевого шпата, плагиоклаза и цветного минерала изображаются точками в вершинах общего основания двух тетраэдров, а кварц и фельдшпатиды — в противоположно расположенных свободных вершинах этих тетраэдров. Если принять, что в вершинах нашей фигуры приложены параллельные силы (например вес), равные количествам соответственных минералов, то центр приложения равнодействующей будет точкой, изображающей состав данной горной породы.

Джохенсен для целей своей систематики разделяет двойной тетраэдр плоскостями на ряд участков, из которых каждый обнимает составы определенной группы пород. Каждая группа, т. е. участки тетраэдров — перенумерованы, и их номера, взятые по порядку, образуют символ количественного состава породы. Однако мы знаем уже, что породы связаны взаимными переходами и между нами нельзя провести резких границ. При этом границы приняты Джохенсеном произвольно.

Вместо такого способа разделения тетраэдров на части плоскостями и произвольных границ, принимаемых Джохенсеном для разграничения разных типов горных пород, при описании этих пород лучше давать непосредственное отношение между количествами тех главных групп минералов, которые положены в основу систематики, т. е. относительное количество кварца или фельдшпатидов (Q или Foids), калиевого полевого шпата (Kf) и плагиоклаза (Pl), причем следует отметить номер плагиоклаза и, наконец, относительное количество фемических минералов (Fem), указывая, какие это минералы в порядке их распространенности. Относительное количество минералов мы выражаем обыкновенно в процентах, а при определении на глаз их можно выражать в десятках процентов, принимаемых за целые единицы, тогда проценты выразятся цифрой после запятой, а сумма относительных количеств будет не 100, а 10.

При таком способе, например, состав гранодиорита с горы Магнитной, определенный количественно на глаз, будет записан таким образом: 2,2 Q : 1,5 Kf : 5,0 Pl_{38} : 1,3 hb (mt), т. е. 22% кварц, 15% щелочного полевого шпата, 50% плагиоклаза № 38 и 13% роговой обманки и магнетита.

Если принять совершенно определенный порядок, в котором мы будем раз навсегда перечислять эти главные минералы, и вспомнить, что кварц и фельдшпатиды взаимно исключают друг друга, то количественный состав изверженной горной породы можно представить в виде символа, как непрерывный ряд отношений четырех чисел. Этому символу можно придать вид:

$$\overset{\pm}{q}\,o\,p\,m,$$

где q — относительное количество кварца, если наверху стоит знак +, и фельдшпатидов, если стоит знак — ; o — относительное количество калиевого полевого шпата; p — плагиоклаза и m — цветных и акцессорных

минералов. Так как вследствие обычных колебаний состава и точности измерений относительные количества минералов не определяют обычно точнее 1%, то, как только что было указано, цифры в символе удобно взять однозначные и с одним десятичным знаком (целое число представляет количество минерала в десятках процентов, а десятые — в единицах процентов). Для дальнейших подразделений приставим внизу индекс, изображающий номер плагиоклаза. Если состав калинатрового полевого шпата определен, то подобный же индекс выражает процентное содержание в этом полевом шпате альбитового вещества: его ставим внизу *о*. Если установлено только присутствие натра (анортоклаз), то берем индекс *х*. При числе *m* ставим внизу индексы, обозначающие, какой цветной минерал входит в породу, причем обозначения минералов, находящихся в подчиненном количестве, берем в скобки. Таким образом, можно выразить минеральный состав полнокристаллических пород. Для тех из них, в которых присутствует стекло, нужен еще добавочный член, который мы будем ставить позади, отделяя косой чертой с буквой *h*.

Примеры символов количественного минерального состава:

$2,^{+}2 : 1,5 : 5,0_{38} \cdot 1,3^{mt}_{bb}$ Гранодиорит с горы Магнитной

$1,^{-}8 : 6,7_{x} : 0 : 1,5^{zr,ca}_{bi}$ Миаскит (нефелиновый сиенит), Ильменские горы

$0 : 0 : 4,9_{x} : 5,0^{mt}_{py}/0,1h$ Базальт (Исландия)

СРЕДНИЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И ВАРИАЦИИ СОСТАВА ИХ

Чтобы дать общее представление о количественных отношениях минералов в изверженных горных породах, не бесполезно привести средний валовой состав всех изверженных пород, а исходя из среднего химического состава всех изверженных пород можно рассчитать минеральный состав следующим образом:

Средний химический состав в (%)		Пересчет на минеральный состав (в %)	
SiO_2	59,09	Кварц	10—12
Al_2O_3	15,35	Плагиоклаз (андезин)	47
Fe_2O_3	3,08	Ортоклаз	16—18
FeO	3,80	Роговая обманка, Биотит или пироксен	19—20
MgO	3,49		
CaO	5,08	Магнетит, Апатит	5
Na_2O	3,84		
K_2O	3,13		
H_2O	1,4		
TiO_2	1,05		
P_2O_5	0,30		

Изверженные горные породы состоят главным образом из силикатов и частью из стекла, которое при кристаллизации может превратиться тоже в силикаты, представляя застывший их сплав.

Средний химический состав изверженных горных пород, подсчитанный как среднее арифметическое из большого числа анализов, и пересчеты этого состава на минералы могут дать некоторое представление для ориентировки в суждении о вещественном составе всей массы изверже-

ных горных пород. Но надо иметь в виду, что все такие подсчеты представляют только условно этот вещественный состав. Изверженные горные породы в действительности очень разнообразны по составу, причем породы разного состава неодинаково распространены и наиболее распространенные из них не отвечают подсчитанному среднему составу общей массы изверженных горных пород, а значительно уклоняются от него. Мы уже видели изменение минерального состава разных пород на фиг. 2. Следующие три диаграммы помогут составить несколько более ясное представление о вещественном составе изверженных горных пород.

Диаграмма фиг. 45 (стр. 119) представляет такое же изменение химического состава, а диаграммы фиг. 49 и 50 (стр. 145—146) — распространение разных типов.

Разумеется, эти диаграммы далеко не дают полного представления о разнообразии и главных особенностях составов изверженных пород. Эти горные породы не могут быть расположены в виде одного ряда, как это могло бы быть изображено на такой диаграмме. Существуют весьма разнообразные ряды, как, например, ряд базальт — щелочной базальт, габбро — шонкинит и другие ряды, которые не отражены совсем на диаграммах.

Очень важное обстоятельство, представленное на последней диаграмме, должно быть особо отмечено. Мы видим, что два типа изверженных горных пород имеют преобладающее, можно сказать подавляющее распространение. Это, с одной стороны, базальты и основные андезиты, а также отвечающие им по составу габбро и, с другой стороны, граниты и гранодиориты и соответствующие им по составу риолиты и дациты. Вместе взятые, эти группы составляют не менее 95% всей массы изверженных горных пород, а остальное приходится на долю всех других изверженных пород, весьма разнообразных по минеральному и химическому составу. Эти относительно редкие и разнообразные изверженные породы привлекали особое внимание петрографов и по числу видов и разновидностей они значительно превышают гораздо более распространенные горные породы указанных двух групп.

Крайними пределами минерального состава горных пород, конечно, будут такие горные породы, которые состоят из одного только или почти из одного какого-либо минерала. Это так называемые мономинеральные или анхимономинеральные (почти мономинеральные) породы.

Очень редкими среди горных пород, которым приписывают изверженное происхождение, являются породы, состоящие только или почти из одного кварца (норсфильдит, аризонит). Другими, более распространенными мономинеральными изверженными горными породами являются: анортозит, состоящий из одного почти лабрадора, вебстерит — из моноклинного и ромбического пироксена, горнблендит — из роговой обманки, альбитит — из альбита, дунит — из одного почти оливина (с небольшой примесью хромита), почти из одного нефелина состоит конгрессит, из лейцита — италит, магнетит образует магматические руды и т. д. Все это редкие горные породы.

Из двух, по существу, минералов состоят породы биминеральные, из трех — триминеральные, из четырех и более — полиминеральные.

Так как огромное большинство изверженных пород представляет собой горные породы, существенно содержащие полевой шпат (и притом он обычно преобладает), то и с этой точки зрения изменение характера полевого шпата в породах является, как мы уже видели, одним из главных оснований подразделений минералогической классификации. Другими основаниями являются: присутствие или отсутствие в существенном коли-

честве таких минералов, как кварц, фельдшпатиды и оливин, и далее характер цветного минерала. Но все эти признаки необходимо рассматривать совместно, так как они связаны между собой общей причинной зависимостью от хода эволюции магмы, приведшей к образованию разнообразных пород.

Парагенезис минералов в изверженных горных породах (т. е. те закономерности в сочетании минералов, которые связаны с особенностями происхождения горной породы), является чрезвычайно важным основанием классификации. Мы уже видели примеры того, как присутствие в породе одних минералов исключает присутствие других (кварц и ненасыщенные силикаты) или как, наоборот, параллельно увеличению содержания какого-либо минерала в породе изменяется характер другого (состав плагиоклаза и цветного минерала в зависимости от содержания кремнекислоты в породе и ее более лейкократового или меланократового характера). Здесь необходимо упомянуть еще об одном весьма важном парагенетическом подразделении пород по минеральному составу на два типа, определенно связанных и с особенностями химического состава горных пород.

Различают, во-первых, щелочные горные породы; таковы, например, рибекитовые граниты, эгириновый трахит, нефелиновый сиенит, тералит и т. д.; во-вторых, известково-щелочные породы, каковы роговообманковый гранит, гранодиорит, андезит, габбро и т. д.

Минералогическая характеристика этих двух типов может быть представлена в виде таблицы (табл. 2, см. стр. 38).

Щелочные и известково-щелочные горные породы распространены далеко не одинаково. Более распространенный, обычный тип — известково-щелочные породы. Щелочные же являются редкими, исключительными породами, образование которых связано с особыми, исключительными геологическими условиями.

Минералогическая характеристика щелочных и известково-щелочных горных пород, которая дана в приведенной таблице, лишь в самых общих чертах обрисовывает их отличительные особенности.

Количественные отношения минералов в породе также являются одним из признаков принадлежности ее к ряду щелочных или известково-щелочных пород. Мы выше видели, что, сравнивая минеральный состав разных пород, можно заметить следующую закономерность. С возрастанием количества щелочных салических составных частей, именно щелочных полевых шпатов, увеличивается общее количество кремнекислоты, появляется кварц, возрастает кислотность плагиоклаза и вместе с тем убывает количество фемических составных частей. Чем больше в горной породе щелочных алюмосиликатов, тем более лейкократовой и более кислой она является. Эти признаки изменяются, так сказать, параллельно. Если сравнивать их изменения в горных породах известково-щелочных и щелочных, то можно, однако, заметить определенную разницу, а именно: в щелочных породах накопление щелочных алюмосиликатов опережает другие сопряженные с этим изменения. Например, шонкинит является горной породой темной, богатой цветным минералом (пироксеном), но полевой шпат в нем преобладает щелочной (ортоклаз); некоторые щелочные базальтовые породы отличаются ненормально кислым составом плагиоклаза (олигоклазовые и даже альбитовые базальты) и т. д.

При более детальном рассмотрении естественных групп пород можно выделить иногда еще ряд отличительных признаков минерального состава, чрезвычайно характерных для той или иной группы пород, связанных общностью своего происхождения.

Таблица 2

Минералогическая характеристика щелочных и известково-щелочных горных пород

Щелочные горные породы	Известково-щелочные горные породы
Полевые шпаты вообще щелочные (ортоклаз, анортоклаз, альбит); обычно микропертитовые сростки	Щелочные полевые шпаты только в более кислых породах
Когда присутствует плагиоклаз, породу можно отнести к щелочному типу на основании присутствия натровых пироксенов, или амфиболов, или фельдшпатоидов	Плагиоклаз присутствует даже в кислых породах. Распространено зональное строение плагиоклаза
Характерна также комбинация основного плагиоклаза с щелочным калиевым полевым шпатом	В основных породах плагиоклаз вытесняет щелочной полевой шпат совершенно
Кварц только в самых кислых породах	Кварц присутствует нередко и в породах среднего состава и иногда даже в основных (кварцевые габбро и диориты)
Фельдшпатоиды вообще присутствуют в породах недосыщенных. Иногда встречается также мелилит в основных породах	Фельдшпатоиды отсутствуют
Пироксен вообще натровый (эгирин, акмит, эгирин-авгит), часто, именно в более основных породах,— титанистый авгит	Пироксены представлены авгитом, диопсидом и ромбическими пироксенами
Амфиболы вообще щелочные (натровые): рибекит, арфведсонит, гастингсит, катафорит, кроссит, баркевикит	Амфиболы представляют собой разновидности обыкновенной роговой обманки
Слюда довольно часто присутствует в основных горных породах	Слюда характерна только для более кислых пород
Оливин иногда присутствует в ненасыщенных породах, бедных известью и магнезией	Оливин более редко присутствует в породах, бедных известью (исключая перидотиты, которые отличаются высоким содержанием магнезии)
Меланит — не очень редкий минерал	Меланит не встречается

Ниже, при рассмотрении разных групп горных пород, мы отчасти увидим, как эти признаки учитываются в классификации, а теперь перейдем к следующей группе признаков, которая также является одной из основ классификации, — к структуре и текстуре.

Глава II

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О СТРОЕНИИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение минерального состава дает ответ на вопрос, из чего, из каких составных частей сложены горные породы; изучение структуры и текстуры — на вопрос, как они из этих составных частей (минералов) сложены. Но помимо такого чисто морфологического значения, структура очень важна как классификационный признак, свидетельствующий об условиях образования породы. Это не следует упускать из вида, когда приходится в каждом отдельном случае подходить к изучению этой особенности изверженных пород.

Еще в самом начале развития геологической науки Вернер (1787) различал структуры зернистую и порфировую. В граните и гнейсе он видел смесь частей, сросшихся между собою, а в «порфировом сланце, порфире, базальте и мандельштейне»— части, смешанные с основной массой (Hauptmasse).

Введение в петрографию микроскопа окончательно утвердило важность структурных признаков. Фуке и Мишель-Леви в «Minéralogie micrographique» (1879) различали два основных типа структур: гранитоидную и трахитоидную (structure granitoïde и structure trachytoïde). К гранитоидной они относили также структуру диабазов и долеритов. Кроме того, они несколько расширяли понятие гранитоидной структуры, принимая в породах, обладающих ею, два периода кристаллизации (deux temps de consolidation). Поэтому сюда вошли и гранит-порфировые породы с микрогранитовой, но не слишком тонкозернистой массой, гранофировые породы и микропегматиты. Таким образом, гранит, порфир и даже кварцевые порфиры с микрогранитовой и микрогранулитовой основной массой являлись, согласно такой классификации, породами гранитоидной структуры. К типу трахитовой структуры, для которой характерно существенное участие микролитов в ее образовании, они относили также микрофельзиты (тип petrosiliceux). В работе Фуке и Мишель-Леви определенно была отмечена зависимость структуры от условий остывания.

Позднее, в 1882 г., вышла работа Розенбуша о существе зернистой и порфировой структур, где он также разбирал структурные особенности пород в связи с их условиями остывания и залеганием. Представление о генетическом значении структурных признаков позволяет обойти некоторые трудности в классификации структурных типов, неизбежные при рассмотрении их только с морфологической точки зрения. Таковы, например, структуры базальтов и диабазов, морфологически более близкие

то к зернистым гранитоидным типам, то к типу микролитовому или трахитовому. Тилл (1888) описывал долеритовую структуру как промежуточную между гранитоидной и трахитовой.

Сопоставление классификаций структур и самих горных пород, принятых, с одной стороны, французскими петрографами, а с другой — Розенбушем, было сделано Мишель-Леви (1889).

Таким образом, к началу девяностых годов прошлого столетия были сведены результаты первых успехов микроскопического изучения изверженных горных пород и в направлении создания рациональной их систематики и в отношении изучения такого основного признака их, как микроструктура.

В нашей стране наиболее распространенные взгляды петрографов на структуру в то время нашли свое отражение в кратком учебнике петрографии И. В. Мушкетова (1895), первом напечатанном учебнике петрографии на русском языке. Там различаются структуры: зернистая, или гранитовая, и порфировая. Гранитовой структуре противопоставляется трахитовая (микролитовый тип), и относительно офитовой структуры говорится, что она является «средней между гранитовой и трахитовой; в ней при полном кристаллическом развитии неделимых, последние получают характер микролитов».

В 1900 г. в докладе, представленном Международному геологическому конгрессу французской петрографической комиссией, различались как основные четыре типа структур: зернистая, микрозернистая, офитовая и микролитовая структуры.

Установление соотношения между структурой и условиями генезиса пород вносит, несомненно, некоторый гипотетический элемент. Естественно, что некоторые авторы, стремясь избежать его, стараются ограничиться чисто морфологической классификацией структур. Такова классификация, предложенная американскими петрографами (Кросс, Иддингс, Пирсон, Вашингтон, 1903), причем ими был предложен и ряд новых терминов, но большая часть этих терминов является лишь синонимами прежних, уже вошедших в употребление.

Важным шагом вперед было затем установление различия между понятиями структуры и текстуры горных пород. Мы в дальнейшем будем пользоваться этими терминами в том значении, какое было принято Грубенманом (1912) и как это привилось не только в немецкой, но и в русской литературе.

Под структурой подразумеваются те особенности строения горной породы, которые обусловливаются размерами, формой и взаимными отношениями составных частей пород (минералов, а также стекла). Текстура определяется распространением и расположением этих частей в пространстве. Поясним это примером. Основная масса многих эффузивных горных пород представляет собой стекло, переполненное вытянутыми микролитами (иголочками) полевого шпата — гиалопилитовая структура. Эти микролиты могут располагаться или в беспорядке, или более или менее параллельно, наподобие плывущих по реке бревен при сплаве леса. В последнем случае мы говорим уже о флюидальной текстуре гиалопилитовой основной массы. Способ сложения массы гранита из образующих его минералов мы называем гранитовой структурой, но когда минералы распределены неравномерно, образуя скопления или шлиры, различающиеся по составу, то следует говорить о шлировой или такситовой текстуре.

Такое значение терминов структуры и текстуры, принятое теперь в нашей литературе, однако не вошло во всеобщее употребление. В англий-

ской и частью французской литературе термины structure и texture употребляются обычно прямо в противоположном значении. Упомянутые американские петрографы тоже названием structure обозначают то, что мы вместе с Грубенманом называем текстурой, а структуру они называют термином fabric (ткань, способ сложения).

В понятия структуры и текстуры входят следующие элементы.

Структура зависит:

1) от степени кристалличности, т. е. индивидуализации кристаллических элементов, и относительного количества стекла;

2) от величины составных частей:

а) абсолютной;

б) относительной;

3) от формы составных частей:

а) кристаллографического облика их;

б) степени идиоморфизма и других особенностей, обусловленных взаимным отношением, зависящим

$б_1$) от последовательности образования (без влияния нового минерала на ранее выделившийся минерал или с влиянием на него);

$б_2$) от одновременной кристаллизации;

$б_3$) от распада твердых растворов;

в) от изменения формы до окончания застывания.

Текстура зависит:

1) от расположения и распределения частей:

а) вследствие особенностей кристаллизации;

б) вследствие внешних воздействий;

2) от способа выполнения пространства массой горной породы вследствие процессов, происходящих в расплаве до застывания или во время кристаллизации;

3) от формы отдельности, возникающей вследствие охлаждения застывшего расплава или под влиянием внешних воздействий во время кристаллизации и после ее окончания.

В последние десятилетия получило довольно значительное развитие статистическое изучение ориентировки кристаллических зерен минералов, образующих горную породу. Это имеет особое значение для пород метаморфических, перекристаллизованных, так как дает некоторые основания для суждения о направлениях сил и движений, с которыми связана перекристаллизация. Меньшее значение имеют такие особенности текстуры для горных пород изверженных. Эту совокупность признаков того, как сложена горная порода из зерен минералов, распределение их ориентировки по разным направлениям, обычно отделяют от признаков собственно текстуры, и для обозначения их употребляют термин, имеющий несколько более широкое значение. Зандер (1930), сделавший особенно много для такого изучения горных пород, а вслед за ним и другие исследователи, писавшие на немецком языке, употребляют термин Gefüge, по-английски совокупность этих признаков сложения породы называют fabric; наиболее подходящим русским термином может быть слово более широкого значения, чем структура и текстура, а именно — «строение».

Особенности структуры, текстуры и другие признаки строения изверженных горных пород зависят главным образом от различия в физических условиях застывания, от температуры, времени застывания и давления, с которым связано присутствие минерализаторов в магме. Будучи разнообразными следствиями одних и тех же причин, они не являются независимыми одна от другой. Более того, даже те особенности, которые

мы различаем как особенности структуры, с одной стороны, и особенности текстуры — с другой, иногда как бы перекрывают друг друга и не всегда даже эти два основных понятия (структура и текстура) могут быть разграничены. Мы уже упоминали о флюидальной текстуре основной массы, распространенной в изверженных эффузивных породах, но если количество стекла совершенно ничтожно, то таблитчатые или лейстовидные микролиты принимают параллельное расположение уже вследствие того, что они не могут в беспорядочном расположении выполнять пространство. Таким образом, субпараллельное флюидальное расположение (текстурный, как мы видели, признак) зависит от формы минералов и степени раскристаллизованности (структурные признаки), и представление о флюидальном расположении микролитов входит, таким образом, в понятия трахитовой и пилотакситовой структур.

Другой пример можно привести для иллюстрации связи между двумя различными структурными признаками. Малая степень индивидуализации кристаллического вещества, т. е. большое количество стекла, зависит от быстрого охлаждения, при котором сильно возрастает вязкость расплава, а от этой вязкости меняется и кристаллический облик или облик выделяющихся минералов: их грани получают неравномерное развитие и кристаллы принимают таблитчатый или удлиненный призматический облик.

Для пород различного состава, при прочих равных условиях, структура неодинакова: это зависит как от различия в минеральном составе и, следовательно, от взаимных отношений между минералами, так и от различной способности магмы разного состава к кристаллизации. Более кислые лавы кристаллизуются значительно труднее, чем основные, поэтому в эффузивных породах в одних и тех же условиях кислая магма дает стекло, тогда как основная застывает в виде кристаллического агрегата. Таким образом, структурные признаки не являются независимыми и от вещественного (минерального и химического) состава горной породы.

Поэтому на приведенную выше классификацию структурных признаков нужно смотреть лишь как на средство, помогающее разобраться в их разнообразии, не придавая ей значения системы, исчерпывающей это разнообразие. Рассмотрим эти признаки по порядку.

СТЕПЕНЬ КРИСТАЛЛИЧНОСТИ И ИНДИВИДУАЛИЗАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СОСТАВНЫХ ЧАСТЕЙ ПОРОДЫ

В этом отношении мы различаем прежде всего структуру:

1) полнокристаллическую (голокристаллическую), когда горная порода вся состоит из кристаллических составных частей и не содержит стекла.

2) стекловатую, или гологиалиновую, когда вся порода представляет собою стекло, и

3) гипокристаллическую, или гипогиалиновую, когда в состав горной породы входят как кристаллические элементы, так и нераскристаллизованный стекловатый остаток.

В последнем случае обычно кристаллы выделяются среди стекла в виде вкрапленников и структура принимает вид витрофировой.

Само собой понятно, что можно различать целый ряд структур по относительному количеству, с одной стороны, кристаллических элементов и, с другой, стекла. Для этих различий мы можем пользоваться терминами: почти кристаллическая (или анхикристаллическая), полукри-

сталлическая, стекловато-кристаллическая, полустекловатая и стекловатая. Упомянутые выше американские петрографы (Кросс, Иддингс, Пирсон, Вашингтон, 1903, 1906) в зависимости от относительного количества кристаллических элементов и стекла различали такие структуры: если отношение количества кристаллов к количеству стекла больше 7 : 1 — перкристаллическая; если оно меньше 7 :1, но больше 5 : 3 — докристаллическая; когда оно находится между 5 : 3 и 3 : 5 — гиалокристаллическая, между 3 : 5 и 1 : 7 — догиалиновая; если это отношение меньше 1 : 7 — пергиалиновая.

Стекло представляет собой крайне вязкий переохлажденный раствор, в котором атомы и группы атомов расположены в беспорядке, как в жидкости, и не образуют закономерно построенных систем решеток, свойственных твердому кристаллическому веществу. Такое стекловатое состояние является неустойчивым, и порода очень медленно, но самопроизвольно раскристаллизовывается, а атомы перегруппировываются в закономерные кристаллические системы. Стекло, как говорят, расстекловывается, превращаясь в агрегат мельчайших кристаллических элементов. Мы поэтому знаем сравнительно мало палеозойских горных пород с сохранившимся стеклом. Обычно стекло превращается в скрытокристаллический агрегат неясно индивидуализированных кристаллических минералов. Расстеклование идет быстрее при повышении температуры, когда увеличивается скорость перегруппировки, и при повышении давления, благоприятствующем образованию более плотного кристаллического состояния вместо аморфного. В древних лавах, подвергавшихся термальному и динамическому метаморфизму, стекло не встречается. Расстеклованию способствует также циркуляция вод по трещинам и поверхностям отдельности стекловатых пород. Этим, вероятно, объясняется, что расстеклование начинается около перлитовых трещин и линий флюидальности в полосчатых лавах.

Кроме такого вторичного расстеклования, в лавах возникают образования, как бы стоящие на рубеже аморфного и кристаллического состояния.

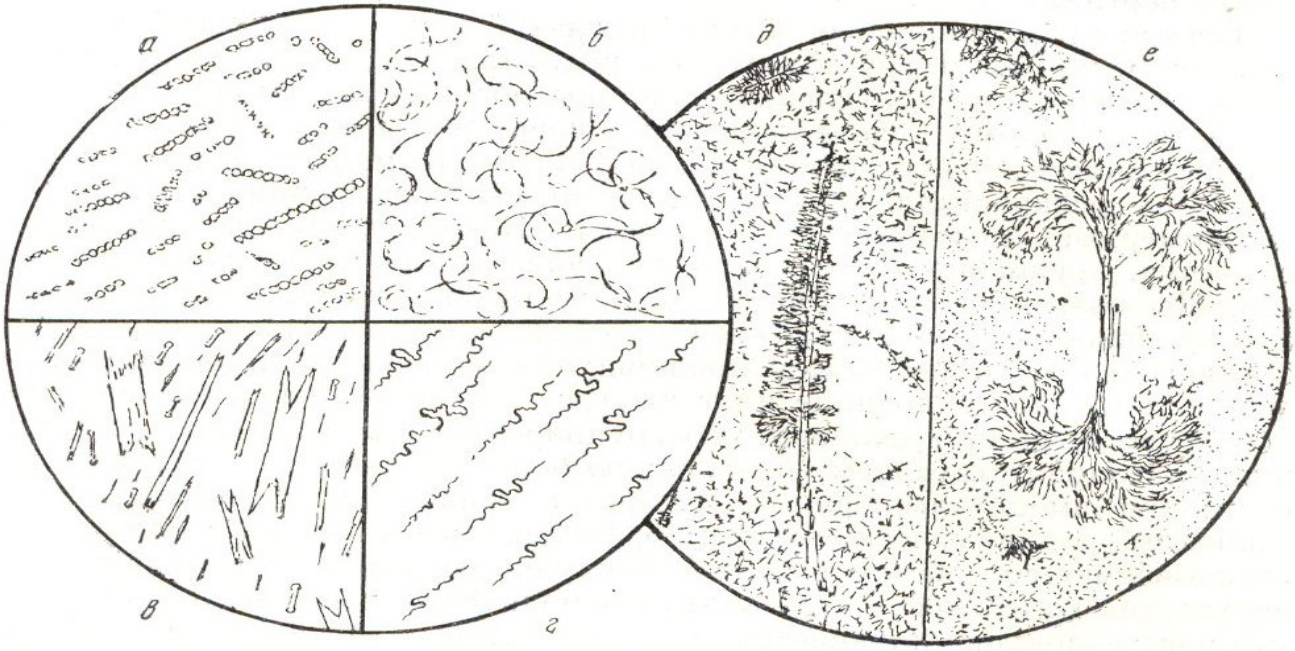
Так, в вулканических стеклах, особенно липаритового и дацитового состава, встречаются мельчайшие образования, известные под названием *кристаллитов*. Обычно эти образования не действуют на поляризованный свет. Они представляют собой лишь эмбрионы, из которых развиваются или скелетные кристаллы, или микролиты, являющиеся уже индивидуализированным кристаллическим веществом. В кристаллитах еще не выражаются индивидуальные свойства кристаллического вещества, хотя по различным, большей частью косвенным соображениям их иногда можно отнести к определенному минеральному виду.

Главные типы кристаллитов (фиг. 5) следующие:

Глобулиты — крайне мелкие сферообразные ядрышки; иногда они образуют скопления в виде как бы неправильных клочков, называемые *кумулитами*, иногда более тесно агрегируются в сферические массы — *глобосферит*ы. Возможно, что дальнейшая индивидуализация кристаллического вещества в последних превращает их в *сферолиты* (см. ниже). Когда глобулиты располагаются в ряд в виде цепочки или нити бусинок, они образуют *маргариты*; более плотное слияние их в палочкообразные тельца приводит к образованию цилиндрических с закругленными концами *лонгулитов* или иглообразных *белонитов* или *спикулитов*. Изгибающиеся волоскообразные образования такого же рода называются *трихитами*. *Скопулитами* называются мельчайшие образования в виде перьев или опахал, встре-

чающиеся, например, в пехштейнах Аррана (Шотландия), где им приписывается роговообманковый состав.

Как промежуточную степень индивидуализации минерального вещества, среднюю между аморфным и явно кристаллическим строением, можно рассматривать сферолитовые образования, когда из аморфной стекловатой массы уже обособилось анизотропное кристаллическое вещество того или другого минерала, но не в виде кристаллов, а в форме тонких, вытянутых в одном направлении волокон, растущих из общего



Фиг. 5. Кристаллиты в вулканических стеклах.

а — маргариты, Обсидиановый пик, Иеллоустонский парк, США, $d^* = 0{,}13$; *б* = трихиты, Тельбикабания, Венгрия, $d = 0{,}50$; *в* — лонгулиты и скелетные формы кристаллов, Глиник, Венгрия $d = 0{,}25$; *г* = флюидальная текстура, заметная по расположению сдвоенных трихитов, Прабакти, Ява, $d = 0{,}25$ (по Харкеру, 1935); *д*, *е* — скопулиты в пехштейне, Арран, Шотландия, *д* — $d = 0{,}48$, *е* — $d = 0{,}37$ (по Розенбушу, 1905).

центра и группирующихся в более или менее совершенно образованные шарообразные скопления с радиально-лучистым строением — сферолиты.

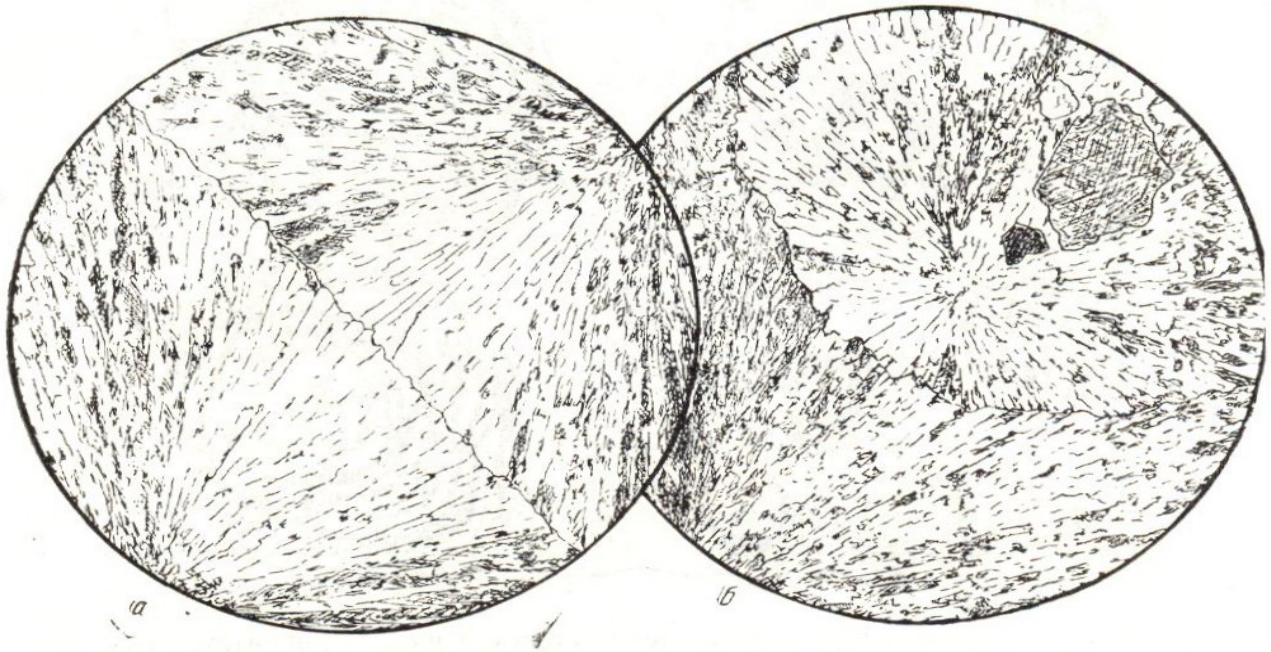
Структуру горной породы, в которой сферолиты являются существенными составными частями, называют сферолитовой (см. ниже, фиг. 135 и 156). Структуру эту иногда рассматривают как один из видов текстур (определяемый расположением кристаллических волокон); но с одинаковым или даже, может быть, большим основанием мы можем видеть в таких особенностях строения признаки структуры, обусловленные формой и взаимным отношением выделяющихся зачаточных кристаллических элементов — волокон.

В некоторых случаях состав сферолита отвечает одному минералу, обычно полевому шпату. Это будут так называемые сферокристаллы; псевдосферокристаллами называют такие же образования из лучей разных минералов, фельзосферолитами или сферолитами в тесном смысле называют сферолиты такого же состава, как микрофельзит, т. е. состоящие из щелочного полевого шпата и кварца (или тридимита) в эвтектическом отношении (см. ниже). Иногда наблюдаются непосредственные переходы сферолитов в крипто- и микропегматитовые сростки кварца и

* *d* здесь и дальше — диаметр поля зрения в миллиметрах.

полевого шпата с наружной стороны (по краям) сферолитов. В сферокристаллах, состоящих из одного полевого шпата, промежутки между его волокнами иногда пропитаны стеклом.

Образование сферолитов происходит в относительно вязкой среде. В некоторых случаях можно видеть, как сферолиты пересекают линии, отмечающие структуру флюидальных потоков, возникшие при течении той вязкой тестообразной массы, какую представляла собой лава при образовании сферолитов. В других случаях несовершенные сферолиты развиваются около трещин — из центров на стенках этих трещин. Здесь



Фиг. 6. Граница между двумя сферолитами в гранит-порфире Отта. Корсика.

а — одновременно возникшие сферолиты; *б* — неодновременно возникшие сферолиты (более поздний сферолит вверху); $d = 2{,}6$ мм. По Попову, 1903.

ясно видно, что стекловатая масса, в которой развивались сферолиты, была уже вязкой настолько, что она была способна давать трещины.

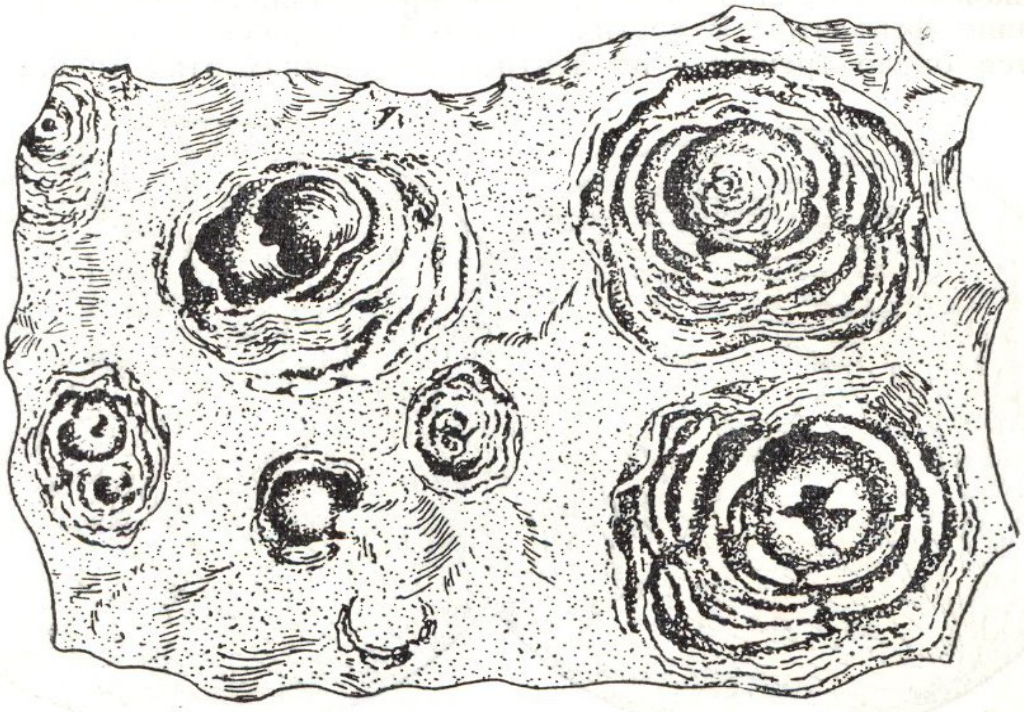
Особенно вязкими являются кислые лавы, и сферолиты микрофельзитового состава характерны для кислых эффузивных пород, но сферолитовые образования встречаются и в основных породах диабазовой магмы, где они состоят из плагиоклаза и авгита — псевдосферолиты — или только из одного плагиоклаза и носят название «вариоль». Эту структуру диабазовых пород называют поэтому вариолитовой (см. ниже).

Когда сферолиты при своем росте приходят в соприкосновение один с другим, то граница между ними, как показал Б. А. Попов (1903), приобретает форму, в разрезе имеющую вид слабо изогнутой гиперболы, переходящей при одинаковой скорости роста обоих неделимых в прямую (фиг. 6).

Если в основной массе развивается много сферолитов, то, соприкасаясь друг с другом, они принимают полигональное очертание с более или менее изогнутыми сторонами полигонов и с радиально-лучистым внутренним строением, видимым в поляризованном свете.

Вариоли в вариолитовой структуре обыкновенно имеют более грубое строение, чем сферолиты. Отдельные волокна (иголочки) полевого шпата, именно плагиоклаза, в них, как правило, вполне различимы. Между

волокнами плагиоклаза запутаны нередко зернышки пироксена. Радиально-лучистое строение вариолей иногда далеко не совершенное, и эти образования переходят в метельчатые пучки плагиоклазовых волокон; структуру тогда называют метельчатой (по-французски arborescente). При дальнейшем исчезновении радиально-лучистого расположения она переходит в спутанно-микролитовую.



Фиг. 7. Литофизы в обсидиане. Иеллоустонский парк. Приблизительно в натуральную величину. По Гроуту, 1932.

Образованиями, подобными сферолитам, являются литофизы (фиг. 7) богатых кремнекислотой горных пород, представляющие собой сферолиты, содержащие грубоконцентрические пустоты, чередующиеся со слоями сферолитового строения (в более древних породах пустоты заполнены вторичными продуктами).

В образовании литофиз очевидную роль играли газы. Образование пустот приписывается сокращению кислой вязкой магмы при остывании и выделении летучих веществ. Литофизы являются примером перемежающейся (пульсирующей) кристаллизации сферолитов: выделение кристаллического вещества сопровождалось выделением газов, и это обусловило их строение из кристаллических скорлуп с пустыми промежутками между последними.

АБСОЛЮТНАЯ ВЕЛИЧИНА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ЗЕРЕН

Сравнительно редко все кристаллические зерна, являющиеся составными частями горной породы, обладают одной и той же величиной, но, во всяком случае, если размеры их более или менее одинакового порядка, можно говорить о средней величине зерна, по крайней мере для главных минералов. Понятно, что по этому признаку можно различать и обозначать структуры непосредственно величиной зерна в единицах метрической системы. Зерна измеряются: сантиметрами (1—10 см), миллиметрами (0,1—1 мм), децимиллиметрами (0,01—0,1 мм), микронами

(0,001—0,01 мм). Вместо таких подразделений можно ввести более крупные группировки:

1. Мы различаем явно кристаллические горные породы (фанериты) и афанитовые (афаниты). В первых отдельные зерна видны невооруженным глазом, во вторых составные части так мелки, что невооруженным глазом они не различимы и порода представляется плотной.

2. Явно кристаллические породы мы разделяем по крупности зерна на грубозернистые (диаметр больше 5 мм), среднезернистые (1—5 мм) и мелкозернистые (менее 1 мм).

3. Афанитовые горные породы могут при рассмотрении их под микроскопом оказаться состоящими из микроскопических кристаллических зернышек или кристалликов. Это будет микрокристаллическая структура. Но может случиться, что отдельные кристаллические неделимые так тонки, что они неразличимы даже под микроскопом, хотя их агрегат действует на поляризованный свет — это структура микроафанитовая или скрытокристаллическая (криптокристаллическая). К этому типу относится структура микрофельзитовая.

Микрофельзитом называют скрытокристаллический агрегат, состоящий, вероятно, из щелочного полевого шпата и кварца (или тридимита) как это указывает химический состав. Такие скрытокристаллические агрегаты действуют на поляризованный свет, вызывая общее агрегационное просветление, отчего появляется темносерая окраска (вместо полной темноты стекла) при рассмотрении в скрещенных николях. Отдельные кристаллические неделимые, будучи в несколько раз меньше, чем толщина шлифа (0,02 мм), и многократно налегая одно на другое, производят суммарное действие на поляризованный свет. Отдельные же индивиды не различимы. Совершенно постепенными переходами при увеличении размеров кристаллических неделимых микрофельзит переходит в более грубые разновидности структуры, и, наконец, в фельзит, представляющий собой явный агрегат кристаллических неделимых волокон, зерен и т. д., хотя еще и неопределимых вследствие их мелкости. Дальнейшее увеличение их размеров приводит к тому, что структура становится микрозернистой.

Микрофельзитовая и фельзитовая структуры часто также переходят в структуру сферолитовую, где кристаллические неделимые располагаются уже не беспорядочно, а закономерно, и поэтому действуют на поляризованный свет.

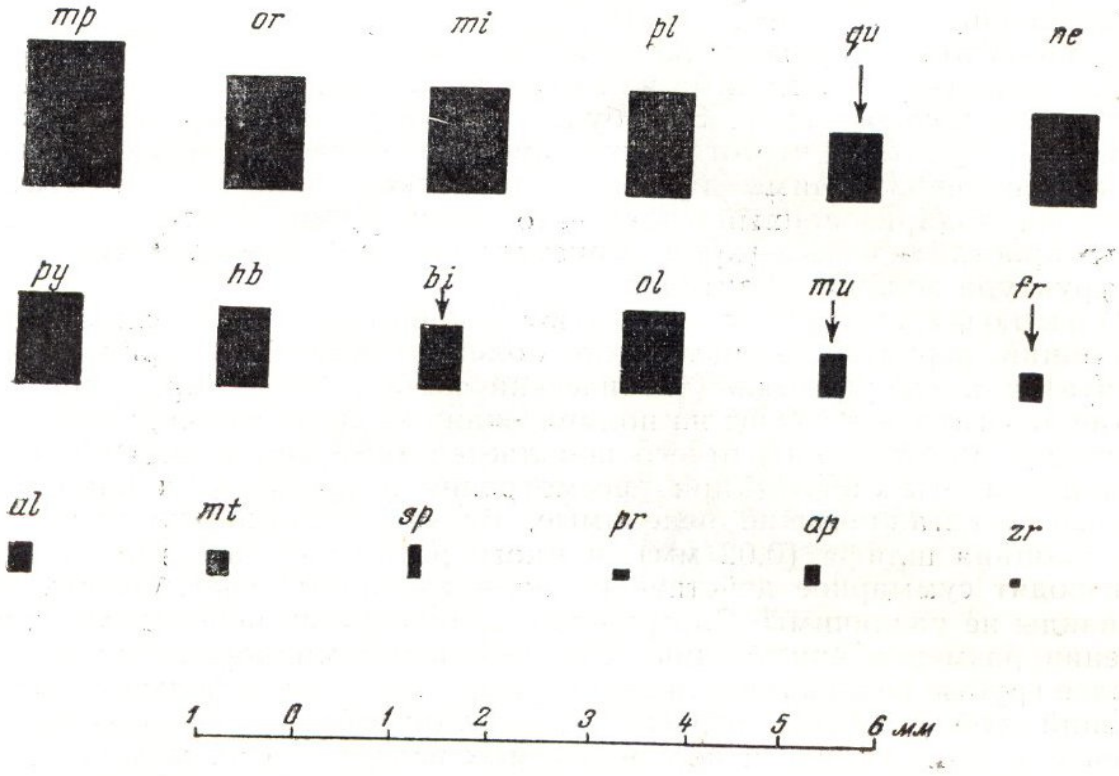
Употребляются еще два термина для обозначения типов структур, различающихся по величине и отчасти по форме зерен. Ясно кристаллически-зернистую структуру (без остатков стекла) называют гранитоидным типом структуры, а такой тип, где в существенном количестве присутствуют кристаллы, не выросшие за пределы микроскопических размеров и обладающие обычно характерной удлиненной формой кристалликов, называют микролитовым типом структуры (structures granitoïde et trachitoide, Фуке и Мишель-Леви, 1879). Часто в этом типе в породе присутствуют остатки стекла.

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ВЕЛИЧИНА КРИСТАЛЛОВ ИЛИ ЗЕРЕН

По относительной величине кристаллов или кристаллических зерен, образующих горную породу, можно различать следующие типы структур:

1) равномернозернистую;
2) неравномернозернистую;
3) порфировую и порфировидную.

Во всех случаях, говоря о равномернозернистой или неравномернозернистой структуре, следует сравнивать размеры зерен одного и того же минерала. Размеры зерен разных минералов обычно значительно различаются между собой. Это хорошо можно видеть на диаграмме (фиг. 8), где представлены средние размеры зерен разных минералов на основании более 40 тысяч измерений, сделанных в 200 шлифах разных зернистых изверженных горных пород.



Фиг. 8. Средние размеры зерен различных минералов в изверженных горных породах.

Как видно по масштабу, эти размеры соответствуют среднезернистым горным породам. Обозначения минералов: mp — микропертит; or — ортоклаз; mi — микроклин; pl — плагиоклаз; qu — кварц; ne — нефелин; py — пироксен; hb — роговая обманка; bi — биотит; ol — оливин; mu — мусковит; fr — флюорит; al — ортит (алланит); mt — магнетит; sp — сфен; pr — пирит; ap — апатит; zr — циркон.

В случаях 2 и 3 можно различать по две разновидности: а) когда размеры зерен разнообразны и таковы, что образуют непрерывный ряд (seriate fabric американцев), и б) когда по размерам все зерна или кристаллы распадаются на две группы, резко различающиеся по величине. Промежуточные размеры отсутствуют. Тогда говорят о разрыве (hiatus) в размерах (hiatal fabric американцев).

Порфировая и порфировидная структуры характеризуются тем, что отдельные кристаллы (выделения, или фенокристаллы), обычно более или менее хорошо образованные, заключены в основной массе, состоящей из значительно более мелких кристаллов, микролитов, а иногда и стекла. Могут быть, однако, случаи, когда этих более крупных зерен, или фенокристаллов, так много, что они, соприкасаясь между собой, образуют как бы непрерывную ткань, ячейки кото-

рой заполнены основной массой,— тогда говорят об интерсертальной структуре или в полнокристаллическом типе о криптовой структуре — structure cryptique Дюпарка (Дюпарк и Пирс, 1902—1905, т. 34, в. 5), seriate intersertal fabric американцев.

Можно различать разновидности порфировой структуры по относительному количеству выделений и основной массы. Кросс, Иддингс, Пирсон и Вашингтон (1906) предлагали различать, например, структуры: если отношение $\frac{\text{основная масса}}{\text{выделения}}$ больше 7 : 1, структура называется perpatic, при величине его от 7 : 1 до 5 : 3 — dopatic, от 5 : 3 до 3 : 5 — sempatic, от 3 : 5 до 1 : 7 — dosemic, при величине меньшей, чем 1 : 7 получается разновидность persemic. Можно ограничиться названиями: полифировая разность, когда выделений заметно больше, чем в типе, принимаемом за нормальный для данной породы, и олигофировая, если выделений меньше. Афировой разностью называют ту, в которой выделения исчезают совершенно. Полифировая структура кислых порфировых пород с преобладанием фенокристаллов над стекловатой основной массой иногда называется невадитовой.

На фиг. 3 представлены разные типы порфировых структур, различающихся по количеству фенокристаллов (в процентах: 10, 25, 50, 75, 90).

Когда порфировая структура хорошо выражена и видна макроскопически, ее называют эвпорфировой; если фенокристаллы так мелки, что порфировая структура ясно различима только под микроскопом, ее называют микропорфировой.

В зависимости от величины фенокристаллов американцы различают такие разности порфировой структуры: если выделения больше 5 мм — магнофировая (крупнопорфировая), больше 1 и меньше 5 мм — медиофировая (среднепорфировая) и от 0,2 до 1 мм — минофировая (мелкопорфировая). Порфировые структуры различаются также по величине зерна основной массы или степени ее раскристаллизации.

Среди порфировых структур можно с генетической точки зрения различать два разных типа.

В одном из них порфировое строение является результатом кристаллизации породы в два приема [в две фазы — à deux temps de cristallisation, как это называли Фуке и Мишель-Леви (1879)]. Это собственно порфировая структура в тесном смысле слова. Розенбуш (1882) считал, что отличительным признаком ее является присутствие одного и того же минерала, например плагиоклаза, в двух видах: в виде фенокристаллов и в виде микролитов. Такой признак, однако, не может считаться обязательным. В частности, для плагиоклаза, наоборот, как правило, надо считать, что фенокристаллы не одинакового состава с микролитами, а более основные.

Можно считать установленным, что в большинстве пород с порфировой структурой фенокристаллы образовались при других условиях, чем микролиты. Такое изменение условий кристаллизации может произойти при внезапном падении температуры или увеличении скорости охлаждения, например — вследствие интрузии начавшей кристаллизоваться магмы в холодные части земной коры или излияния ее на поверхность. При этом остаточная, еще жидкая магма кристаллизуется быстро с образованием микролитов, а часто застывает даже в виде стекла. Таким образом, возникают две генерации кристаллов: крупные, более изометричные фенокристаллы и микролиты основной массы.

Те же явления могут быть вызваны и потерей летучих основных частей магмы вследствие выделения их при извержении магмы на поверх-

ность земли или интрузии в область низших давлений. Теряя растворенные в ней газы, магма делается вязкой и кристаллизуется, давая микролитовые разновидности структуры.

Резкое изменение условий роста кристаллов во время выделения фенокристаллов, с одной стороны, и при кристаллизации основной массы, с другой, иногда приводит к тому, что выделившиеся уже минералы становятся неустойчивыми в новых условиях и подвергаются коррозии (особенно кварц) или разложению (например, образование опацитовой, т. е. непрозрачной каймы в амфиболах и биотите) и превращению в другие минералы. Такие явления служат характерным признаком изменений условий во время кристаллизации породы.

Другой тип порфировой структуры не связан с таким резким изменением физических условий кристаллизации.

Эти порфировые структуры иногда, в отличие от первого типа, называют по их характерным особенностям гранит-порфировыми или порфировидными. Прежде всего надо отметить, что в этом типе основная масса является обычно полнокристаллической мелкозернистой. Образование основной массы происходило при условиях одинаковых или почти одинаковых с теми, при которых выделялись фенокристаллы.

Такого рода структура может образоваться при кристаллизации расплава, в составе которого один из компонентов находится в количестве, избыточном по отношению к эвтектическому составу сплава. При охлаждении наступает насыщение избыточной составной частью, и она начинает выделяться в виде хорошо образованных кристаллов. Когда остающийся жидким расплав примет состав эвтектики, минералы, его составляющие, кристаллизуются одновременно и образуют более мелкозернистую смесь, а иногда и взаимные закономерные (микропегматитовые — см. ниже) прорастания, свидетельствующие об их одновременной кристаллизации. Такого рода порфировые структуры с основной массой эвтектического состава называются эвтектофировыми. К числу их принадлежит гранофировая структура кислых пород, в которых хорошо образовавшиеся кристаллы полевого шпата заключены в основной массе из микропегматитовых сростков полевого шпата и кварца, образующих эвтектику.

Кроме эвтектофировых структур, порфировидные структуры могут получаться, по Майерсу (1905), вследствие особых условий переохлаждения при кристаллизации. При понижении температуры несколько ниже температуры насыщения сплава выделяющейся составной частью мы вступаем в область метастабильного пересыщения. В этих условиях кристаллизация идет в немногих сравнительно центрах, и здесь вырастают довольно крупные фенокристаллы. При дальнейшем охлаждении достигается лабильная (неустойчивая) область пересыщения, и тогда самопроизвольно возникают многочисленные центры кристаллизации и порода застывает в виде более мелкозернистой, чем фенокристаллы, массы. Таким образом, по Майерсу, две генерации кристаллов в порфировых породах этого типа отвечают двум последовательным стадиям пересыщения при охлаждении.

Такое толкование приложимо для объяснения происхождения порфировых структур в тонких жилах, где нередко в центральной части жилы фенокристаллы имеют более крупные размеры, чем у зальбандов.

Не всегда бывает возможно отличить порфировидные структуры, не связанные с изменением условий кристаллизации, от порфировых структур с настоящими «двумя стадиями кристаллизации». В некоторых случаях можно, например, убедиться в том, что фенокристаллы продолжа-

ли расти одновременно с кристаллизацией основной массы. При этом бывает, что зерна основной массы с краев врезываются в фенокристаллы. Фенокристаллы, имея в общем кристаллические очертания, не обладают, вследствие этого, ровными гладкими гранями часто в порфировидных структурах фенокристаллы не очень резко отличаются по размерам от зерен основной массы и наблюдаются переходы в неравномернозернистую структуру.

Наконец, бывают порфировые горные породы, например некоторые порфировидные граниты, в которых порфировые выделения, имеющие вид обыкновенных фенокристаллов первых выделений, образовались, наоборот, после зернистой основной массы, в которую они включены. Такое образование более крупных кристаллов может произойти вследствие собирательной кристаллизации, и эти относительно редкие случаи иногда тоже не легко отличить от обыкновенных порфировидных структур. Очевидные образования такого рода представляют собой порфировые вкрапленники полевого шпата, развивающиеся в посторонних включениях, захваченных гранитом, как это наблюдается в некоторых рапакиви.

ФОРМА МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Само собой понятно, что главнейшим элементом структуры является форма зерен минералов, ее образующих. Зерна могут обладать свойственными данному кристалическому веществу ограничивающими их плоскостями (идиоморфные, или аутоморфные кристаллы). В некоторых случаях кристаллы могут быть плохо образованы, обнаруживая лишь общий облик, свойственный кристаллу (идиоморфные кристаллические зерна); они могут также быть оплавлены или корродированы. В других случаях минералы не обнаруживают свойственных данному кристаллическому веществу ограничений, а выполняют пространство, ограниченное соседними зернами (ксеноморфные, или аллотриоморфные [1]). Один и тот же минерал может быть идиоморфен по отношению к некоторым из составных частей породы и ксеноморфен по отношению к другим. Тогда его называют гипидиоморфным (по Розенбушу, 1887). Американские петрографы употребляют такие синонимы перечисленных выше терминов:

эвгедральный (euhedral) — идиоморфный;
субгедральный (subhedral) — гипидиоморфный;
ангедральный (anhedral) — ксеноморфный.

С точки зрения общего кристаллического габитуса и относительного развития разных граней одного и того же кристалла мы различаем зерна изометрические, т. е. развитые равномерно во всех направлениях, таблитчатые и призматические. Об этих формах можно судить, сопоставляя их различные разрезы в шлифах. Один и тот же минерал в зависимости от условий кристаллизации может получить различный облик кристаллов.

Чтобы ясно представить себе влияние габитуса кристаллов на вид структуры, необходимо вкратце напомнить характерные формы главнейших минералов изверженных пород.

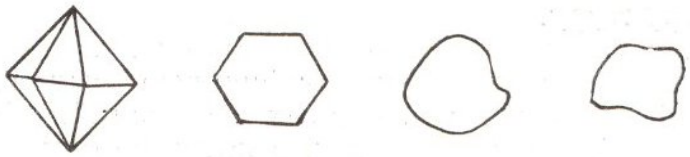
Кварц в изверженных породах присутствует в виде β-кварца, для которого характерной формой является комбинация двух ромбоэдров,

---

[1] От греческих слов: ἴδιος (идиос) — свой, собственный; αὐτος (аутос) — сам по себе; ξένος (ксенос) — чужой; ἀλλότριος (аллотриос) — чуждый; μορφή (морфе) — форма; ὑπο (гипо) — под, в подчинении.

образующих «бипирамидальные» кристаллы: грани призмы обычно не развиты (фиг. 9).

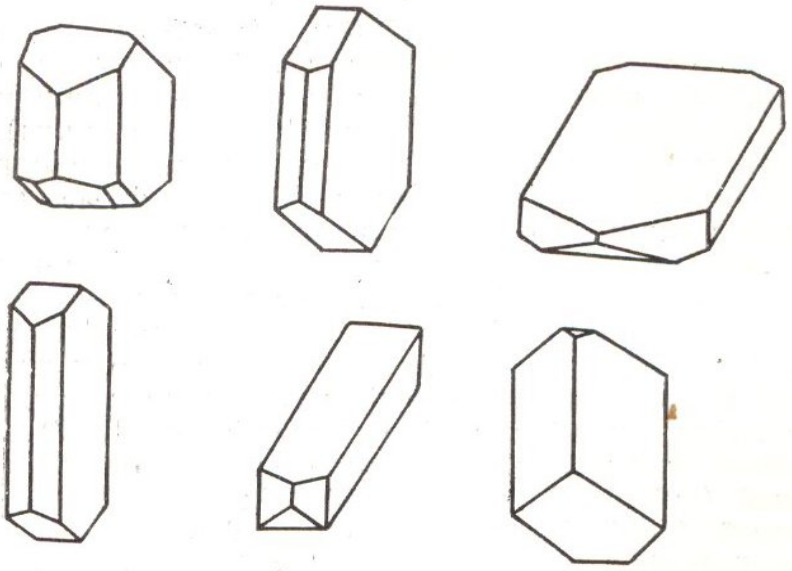
Такие идиоморфные кристаллы кварца мы наблюдаем в виде фенокристаллов в порфировых породах, но и здесь его кристаллы обычно оплавлены и корродированы. В зернистых горных породах кварц чаще



Фиг. 9. Кристаллографический габитус кварца.

ксеноморфен. Говоря о формах кварца, особенно следует упомянуть о пегматитовых сростках его с щелочным полевым шпатом (см. ниже).

Полевые шпаты в изверженных горных породах имеют различный облик в зависимости от различий в составе и условиях кристаллизации. Вообще можно различать по форме кристаллы полевого шпата



Фиг. 10. Кристаллографический габитус полевых шпатов.

изометрические, таблитчатые и призматические (фиг. 10). Все эти три типа наблюдаются как в кристаллах калиевых и калинатровых полевых шпатов, так и в кристаллах полевых шпатов известково-натровых.

Калиевый полевой шпат, ортоклаз и санидин образуют кристаллы, ограниченные пинакоидами (010) и (010) и призмой (110) (110) и гранями (101) (201), иногда также (111) (111). Кристаллы изометричны или толстотаблитчаты по (010). Редко (например, в пустотах обсидианов Иеллоустонского парка) таблицы по (001). Призматические кристаллы обычно вытянуты по (100), редко по [001].

Изометрические кристаллы калиевого и калинатрового полевого шпата мы встречаем в зернистых породах в тех случаях, когда этот минерал идиоморфен, чаще же он бывает ксеноморфным. Изометричны иногда и фенокристаллы порфиров, но чаще в этих случаях мы имеем толстые

таблицы. Крупные таблитчатые кристаллы обычно имеют ширину, раза в три (редко более) превосходящую их толщину.

В основной массе таблитчатые кристаллы микроскопических размеров гораздо более тонкие; их толщина нередко раз в 30—40 меньше их длины. Призматические кристаллы ортоклаза редко бывают крупных размеров. Этот облик свойствен его микролитам, особенно в богатых кремнекислотой магмах, из которых выделяется также кварц. Мы видим, таким образом, что чем более вязким является расплав, из которого выделяются кристаллы, тем более неравномерное развитие они имеют в разных направлениях, превращаясь из более или менее изометрических в таблитчатые и затем в призматические, принимающие в конце концов облик тонких волокон, группирующихся тогда в радиально-лучистые сферолиты.

В зернистых горных породах ортоклаз часто аллотриоморфен. Он иногда, подобно кварцу гранитов, выполняет ксеноморфные промежутки между цветными минералами и плагиоклазами. Очень резко выражен ксеноморфизм ортоклаза по отношению к более основным плагиоклазам, как, например, это имеет место в монцонитах.

Калинатровые полевые шпаты обладают теми же формами, как и ортоклаз. Особенностью горных пород окрестностей Осло и некоторых других месторождений являются калинатровые полевые шпаты характерной формы, обусловленной развитием призмы (110) и (1$\bar{1}$0) наряду с (001) и (20$\bar{1}$). Сечения таких кристаллов имеют своеобразные ромбические очертания. Такая форма кристаллов изображена на последнем примере (см. правый нижний кристалл на фиг. 10).

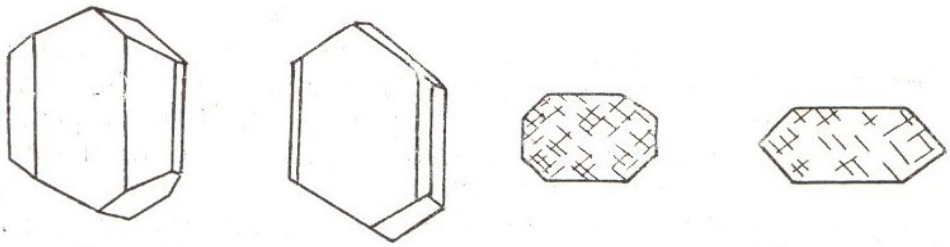
Плагиоклазы выделяются также в различных формах в зависимости от условий кристаллизации. Чем более вязкой является среда, в которой происходит кристаллизация, тем более кристаллы уклоняются от правильных изометричесих форм, приобретая таблитчатый и затем призматический и даже игольчатый (в микролитах) облик. В более кислых магмах вязкость больше, и выделяющиеся из таких сплавов более кислые плагиоклазы менее изометричны. Порфировые выделения обычно толстотаблитчатой формы. По мере кристаллизации плагиоклаза меняется состав расплава, обогащаясь альбитовым веществом, и вместе с тем увеличивается склонность к образованию неравномерно развитых более тонких таблитчатых и призматических кристаллов. Последняя форма (иголочки) обычна в микролитах.

Для плагиоклазов, образующих непрерывный ряд твердых растворов (в данном случае по кривой плавкости первого типа Розебума), характерным является образование зональных кристаллов, причем внутренние части всегда богаче анортитовым веществом, чем наружные. Двойниковое сложение, такое характерное для плагиоклазов, в членах этого ряда различного состава проявляется не вполне одинаково и по характеру двойниковых вростков и по распространенности разных законов. Вообще наиболее распространены двойники по альбитовому закону, часто к нему присоединяется карлсбадский. Периклиновые двойники характерны для основных плагиоклазов, для олигоклаза характерны тонкие двойниковые пластинки и т. д. Вопрос о связи характера двойников и химического состава еще очень мало освещен.

Ксеноморфные зерна плагиоклазов в зернистых породах менее распространены, чем мы это видели для щелочных полевых шпатов. Плагиоклаз обычно идиоморфен по отношению к щелочному полевому шпату и кварцу.

Фельдшпатиды встречаются обыкновенно в следующих формах. Нефелин находится в идиоморфных кристаллах то в виде слабо удлиненных призм, то в виде толстых таблиц; в зернистых породах он нередко ксеноморфен или иногда образует пегматитовые срастания с щелочным полевым шпатом. Лейцит и минералы группы содалита характерны своей изометрически округлой формой. Содалит в некоторых нефелиновых сиенитах встречается также в виде неправильных жилок, разъедающих нефелин и представляющих собой вторичные образования.

Слюда кристаллизуется в таблитчатых кристаллах, тем более тонких, чем они мельче. В гранитах и других зернистых породах хорошо образованы лишь грани пинакоидов, и сечения в направлении плоскости



Фиг. 11. Кристаллографический габитус пироксенов.

спайности и близкие к ней имеют лапчатый вид. В пегматитах встречаются хорошо образованные столбчатые кристаллы. Мусковит чаще всего вторичен.

Пироксены (фиг. 11) — обычно в короткопризматических кристаллах с гранями (100), (010), (110), (111) и др. В натровых пироксенах второй пинакоид (010) обычно отсутствует. Идиоморфные кристаллы в зернистых породах очень часто без конечных граней.

Удлиненный облик призмы у пироксенов встречается большей частью только в микролитах. Натровые разности более вытянуты, чем обыкновенные пироксены. Резко ксеноморфен авгит в диабазах. Ромбический пироксен иногда образует реакционные каймы около кристаллов оливина; в некоторых эффузивных породах моноклинный пироксен обрастает ромбический, редко наоборот. Эгирин-авгит по формам близок к диопсиду. Эгирин часто встречается в виде тонких иголочек.

Амфиболы имеют формы, близкие к формам пироксенов, отличаясь, как известно, углом призмы (124° вместо 87°). Это призматические кристаллы, также обычно без конечных граней, но более вытянутые, чем призмы пироксенов, хотя надо заметить, что особенно тонкие игольчатые и даже волосовидные кристаллы роговой обманки (особенно актинолита и тремолита) более свойственны метаморфическим породам, а не изверженным. Роговая обманка в зернистых породах иногда также ксеноморфна. В некоторых случаях амфибол является продуктом изменения пироксена, иногда еще в магматическую или эпимагматическую фазу развития породы. Вторичный амфибол образует нередко параморфозы по пироксену, обладая его очертаниями. Иногда амфибол ксеноморфен по отношению к плагиоклазу.

Для некоторых щелочных амфиболов характерны резко ксеноморфные очертания и многочисленные включения, тогда зерна минерала имеют вид губчатых пятен, переполненных светлыми минералами.

Оливин. Грани кристаллов оливина. в тех случаях когда они наблюдаются, довольно разнообразны, но обычно кристаллы этого мине-

рала подвергаются коррозии и имеют вид овальных или округлых зерен. Редки случаи нахождения оливинов в ксеноморфных зернах.

Можно ограничиться сказанным относительно габитуса минеральных компонентов изверженных пород как одного из элементов структурных особенностей. Понятно, что лишь эти главные, преобладающие по количеству минералы имеют значение для структуры.

ИДИОМОРФИЗМ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ

Общее соображение, которое лежит в основе заключений об относительном возрасте минералов в породе на основании их относительного идиоморфизма, состоит в следующем. Чем раньше выделился кристалл, тем меньше он встречал препятствий при кристаллизации и тем вообще совершеннее его идиоморфизм. Минералы, выделяющиеся позднее, аллотриоморфны и выполняют оставшиеся промежутки между ранее выделившимися минералами. Однако это положение нельзя принять без оговорок. Идиоморфизм не дает указаний на порядок начала кристаллизации, но лишь отчасти указывает на порядок окончания кристаллизации отдельных минералов. Включение одного из минералов в другом старше только внешней части этого минерала, но внутренние части его могли образоваться и раньше этих включений. Наконец, в некоторых случаях идиоморфные включения кристаллов могут развиться метасоматически, замещая ранее выделившийся минерал. Тем не менее, в общем случае указанным правилом можно в известной мере руководствоваться.

Необходимо заметить, что в изверженных породах для суждения о последовательности выделений нередко приходится основываться лишь на структуре. Таким образом, последовательность кристаллизации в изверженных породах обычно может быть определена по полному или частичному идиоморфизму или отсутствию идиоморфизма минералов; по нахождению включений одного в другом; на основании явлений нарастания нового минерала вокруг прежде выделившегося (Fixkörper, Absatzkörper); на основании так называемой синнейсической структуры (Фогт, 1931, см. ниже); по закономерным прорастаниям и т. д.

Совершенный идиоморфизм первичного минерала *A* относительно всех остальных указывает, что его кристаллизация, вероятно, закончилась до застывания других. Из частичного идиоморфизма минерала *A* по отношению к минералу *B*, у которого идиоморфизм отсутствует, мы можем заключить лишь о более раннем начале кристаллизации минерала *A*.

Включения идиоморфного первичного минерала *A* в минерал *B* говорят о том, что минерал *A* начал кристаллизоваться раньше окружающей внешней части минерала *B*, но внутренняя часть минерала *B* могла образоваться и раньше. Кристаллы минерала *A* могут, однако, продолжать выделяться и позднее. Пример включений стекла в порфировых вкрапленниках, иногда зонально расположенных, поучителен. Некоторые включения могут, однако, образоваться при распаде твердых растворов (титанистый железняк в гиперстене, диаллаге и даже, может быть, плагиоклазе в некоторых габбро). Осаждение кристаллов на ранее выделившихся кристаллах — один из наиболее убедительных признаков последовательного выделения. Однако нужно отличать его от каемок реакции.

Синнейсическая [1] структура (скорее это даже текстура) Фогта (1931) представляет собой разновидность гломерокристаллической текстуры

[1] Греческие слова: σύν (син) — с, вместе; νεύσις (нейсис) — [illegible].

(см. ниже). В этом случае выделившиеся кристаллы плавают в расплаве вместе в виде сростков и попадают в таком виде, иногда даже в форме включений, в другие минералы. Это часто наблюдается, например, для зерен хромита в оливине; явление синнейсиса имеет также место в других гломерокристаллических породах.

Относительное начало кристаллизации, особенно для минералов первых стадий застывания, тоже может быть определено с большей или меньшей вероятностью по структуре. Так, постоянный аллотриоморфизм минерала *C* по отношению к минералам *A* и *B* показывает, что минерал *C* начинает кристаллизоваться только после того, как существенная часть минералов *A* и *B* выделилась. Особенно в случае, если минерала *C* мало, аллотриоморфизм его или нахождение в виде мезостазиса является ясным признаком того, что минерал *C* принадлежит к очень поздней стадии кристаллизации. Но во время этой стадии в некоторых случаях минералы *A* и *B* продолжают выделяться.

Одновременная кристаллизация двух или более минералов может быть обнаружена различным путем. При этом, например, то один, то другой минерал является идиоморфным [таковы, по Фогту (1908), отношения плагиоклаза и гиперстена или авгита анхиэвтектических габбро].

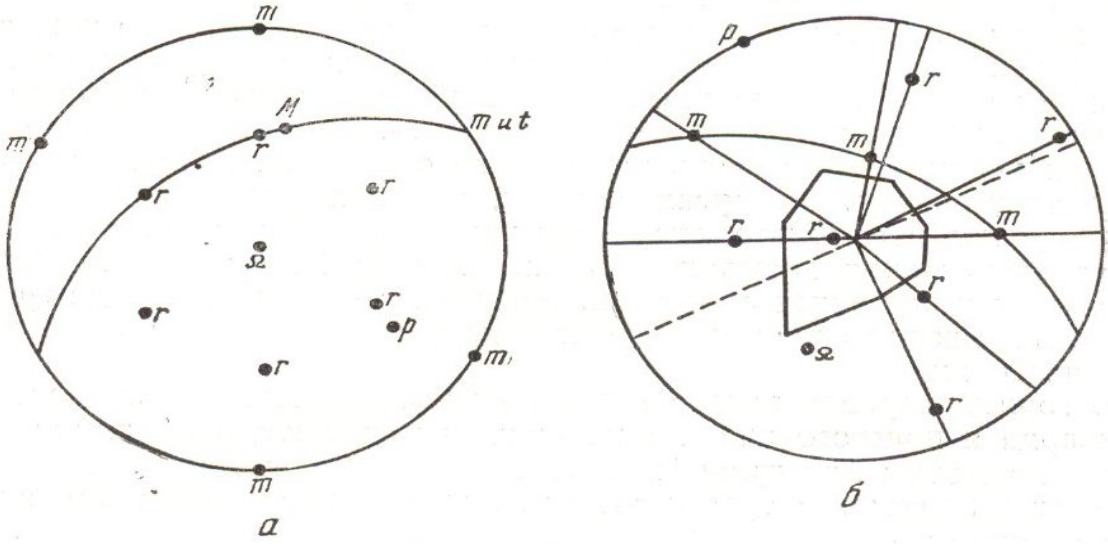
При одновременной кристаллизации часто также случается, что выделение минералов происходит в виде тонкого пегматитового прорастания их (например, полевой шпат и кварц в микропегматите и гранофире); такая эвтектическая структура наблюдалась и в других минералах (например, оливин и авгит).

Наиболее обычным пегматитовым прорастанием является срастание щелочного калиевого или калинатрового полевого шпата с кварцем (75% полевого шпата и 25% кварца). Эти срастания обусловлены одновременной кристаллизацией обоих минералов и их взаимным влиянием во время кристаллизации. Вследствие этого вростки кварца в полевом шпате ограничены не кристаллическими его гранями, а некоторыми поверхностями, сечения которых в шлифе мы и наблюдаем как границы кварцевых вростков. Существует, по-видимому, довольно много различных закономерных расположений кварца и полевого шпата в пегматитовых срастаниях.

Как пример мы рассмотрим один частный случай из числа таких закономерностей, изученных в пегматитах А. Е. Ферсманом (1915), чтобы показать, каким образом объясняются своеобразные формы вростков кварца в таких страстаниях. Обыкновенно срастание происходит так, что у срастающихся минералов совпадают некоторые важные кристаллические элементы: плоскости или зоны. Пусть совпадает ось зоны [001] полевого шпата с осью зоны кварца, образуемой двумя гранями призмы и четырьмя гранями ромбоэдров. На фиг. 12*а*, представляющей проекцию на плоскость, перпендикулярную оси кварца, через проекции этих граней проведена дуга, отвечающая такой зоне. Из различных положений, которые удовлетворяют этому совпадению, некоторые более устойчивы. Это те, при которых, кроме того, совпадают некоторые грани кварца и полевого шпата. В числе их находим совпадение грани T (110) полевого шпата с призматической гранью кварца.

Положение граней M (010), T (110) и P (001) полевого шпата представлено на фиг. 12*а* в проекции на плоскость, перпендикулярную оси кварца. Проектируя те же самые кристаллографические элементы кварца и полевого шпата на грань (010) полевого шпата, т. е. переходя путем соответствующих поворотов от проекции фиг. 12*а* к новой проекции, получим расположение точек, изображенное на фиг. 12*б*. Построим

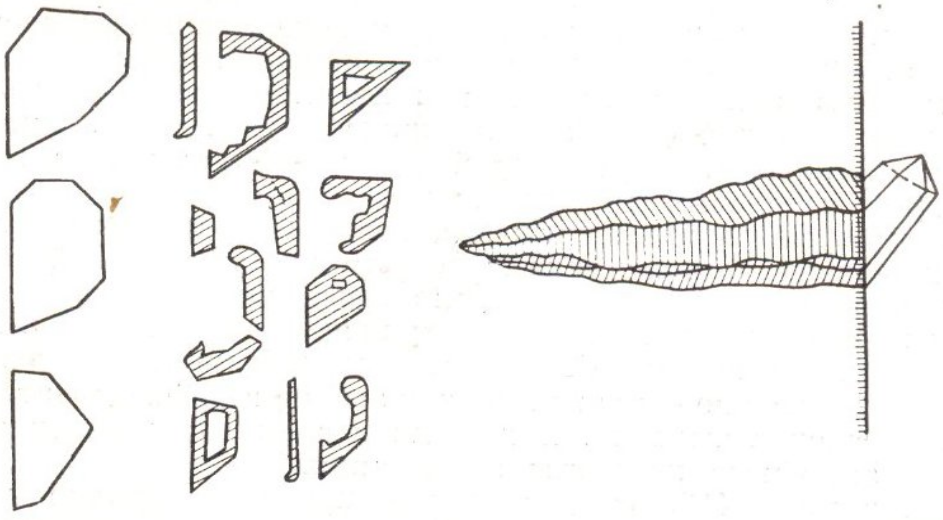
теперь линии пересечения грани (010) полевого шпата с гранями кварца, проводя их касательными к одной и той же окружности. Эти линии образуют замкнутый полигон на грани (010) полевого шпата. Оказывается, что при росте полевошпатового кристалла очертания сечений кварце-



Фиг. 12. Стереографическая проекция:

а — граней кварца и полевого шпата пегматитового сростка на плоскость, перпендикулярную главной оси кварца; *b* — тех же кристаллографических элементов на грань (010) полевого шпата

вых вростков на плоскости (010) полевошпатового кристалла, которая в этом случае определяет развитие вростка (так называемая плоскость индукции, по Ферсману), приближаются к форме этого полигона, а весь



Фиг. 13 Ихтиоглипт — кварцевый вросток в пегматитовом срастании кварца и полевого шпата и виды его сечений.

кварцевый сросток принимает форму удлиненного рыбообразного тела (ихтиоглипт, см. фиг. 13). Понятно, что в других случаях может быть другая закономерность и другая грань, например (001), растущего кристалла полевого шпата явится гранью индуцирующей. Таким образом, возникают различные формы кварца в пегматитовых прорастаниях.

Сечения кварцевых врастков, примеры которых изображены на фиг. 13, имеют очень своеобразный вид, напоминая некоторые буквы еврейского алфавита. Отсюда возникло название «еврейский камень» для срастаний полевого шпата и кварца, ясно различимых невооруженным глазом. Это же сходство с письменами выражается в названии «графические прорастания», «письменные сростки» кварца и полевого шпата. Как синоним пегматита предлагался также термин «рунит» от «руны» — древние исландские письмена. Микроскопические тонкие срастания этого рода обозначают названием «микропегматит». Иногда в микропегматитах врастки кварца имеют очень правильные очертания, полигональные или часто треугольные. В других случаях, при закономерной ориентировке кварца и полевого шпата, очертания врастков кварца менее правильные. Такие прорастания называются гранофировыми, хотя этот термин употребляется и как синоним микропегматитовых сростков. Иногда гранофировые сростки постепенно переходят в сферолиты, образуя обычно наружную часть их.

В горных породах одновременная кристаллизация эвтектической смеси кварца и полевого шпата приводит, как считают, к образованию микропегматитовых или гранофировых сростков (иногда их называют также «импликационные сростки»), являющихся последними по времени образованиями.

Очень редки случаи, когда микропегматитовые врастки кварца наблюдались в фенокристаллах полевого шпата.

Уже при начале микроскопического изучения структур пытались дать общие «законы», определяющие порядок выделения минералов. Как эмпирические обобщения огромного фактического материала появились «правила» Розенбуша, Лагорио и др.

Правило Розенбуша (1898) таково:

1. Наиболее ранними выделениями из кристаллизующейся магмы изверженных пород являются второстепенные и акцессорные минералы, как фосфаты, окислы железа, шпинель, циркон, титанит, перовскит и т. д.

2. За ними следует выделение магнезиально-железистых, несколько позднее магнезиально-известковых и железисто-известковых силикатов, каковы оливин, биотит, амфиболы и пироксены и т. д. Их можно назвать цветными силикатами. Внутри этой группы выделение ортосиликатов предшествует выделению метасиликатов.

3. Затем выделяются известковые, известково-щелочные алюмосиликаты и щелочные феррисиликаты в порядке убывающей основности: анортит раньше известково-натровых полевых шпатов, последние раньше щелочных полевых шпатов, нефелин раньше лейцита и т. д. Минералы этой группы можно назвать бесцветными минералами, хотя в нее входят и некоторые интенсивно окрашенные, как эгирин и арфведсонит.

4. В заключение выделяется свободная кремнекислота (кварц) и затвердевают аморфные продукты застывания.

А. Е. Лагорио (1887_1) дал такое правило порядка выделения: 1) окислы; 2) чистые Fe-силикаты (только в искусственных сплавах); 3) чистые Mg-силикаты; 4) Fe + Mg-силикаты (оливин, ромбический пироксен); 5) Mg+Ca-силикаты (авгит, роговые обманки); 6) Mg+Fe$^{\cdot\cdot}$ (также Fe$^{\cdot\cdot\cdot}$ + K)-силикаты (темные слюды); 7) Ca-силикаты (анортит); 8) Ca + Na-силикаты (плагиоклаз); 9) Na-силикаты (альбит, нефелин); 10) K-силикаты (калиевый полевой шпат, лейцит); 11) свободная SiO_2, хотя SiO_2 выделяется иногда раньше, часто одновременно с K-силикатом.

В общих чертах это соответствует правилу Розенбуша.

В то время, когда эти «правила» создавались, главным и почти единственным признаком порядка выделения считался относительный идиоморфизм. Поэтому правила Розенбуша и Лагорию следует рассматривать как правило наиболее обычного порядка расположения минералов по их относительному идиоморфизму. Вместе с тем, однако, были отмечены и исключения.

Самое главное исключение из правила Розенбуша и Лагорио в отношении порядка идиоморфизма представляют собой породы диабазовой или офитовой структуры, в которых плагиоклаз идиоморфен по отношению к авгиту. Наиболее резкий пример исключения представляет собой также сидеронитовая структура с ксеноморфным магнетитом. Часто наблюдаем одновременную или даже обратную розенбушевскому правилу кристаллизацию кварца и полевого шпата. Щелочной полевой шпат и кислый плагиоклаз иногда также изменяют свой обычный в породе порядок выделения в зависимости от их относительных количеств. Вообще правило Розенбуша имеет много таких исключений. Так как оно было установлено по наблюдениям над относительным идиоморфизмом и включениями минералов, то к нему прежде всего вполне приложимо приведенное выше указание на то, что оно в лучшем случае определяет лишь последовательность окончания выделения разных минералов, но не их начало.

Даже для акцессорных минералов, которые по правилу Розенбуша должны выделяться первыми, можно указать примеры, когда, наоборот, они являются последними выделениями. Особенно часто это имеет место в пегматитовых жилах, где в миаролитовых пустотах как последние образования встречаем кристаллы таких минералов, как циркон, апатит и др. Нередки также ксеноморфные зерна сфена. Но не только в тех случаях, когда мы находим эти минералы в пустотах пегматитов, их приходится считать поздними образованиями. Возможно, что и обычные рассеянные в горных породах мелкие кристаллики акцессорных минералов являются не первыми выделениями, а отложились из остаточных растворов. С этой возможностью надо считаться при микроскопическом изучении изверженных горных пород.

Из указанных исключений из правила Розенбуша заслуживает несколько более подробного рассмотрения диабазовая или офитовая структура. Несмотря на то, что в этом случае плагиоклаз и авгит резко различаются по своим формам (плагиоклаз идиоморфен, а авгит ксеноморфный и выполняет промежутки между зернами плагиоклаза), в некоторых случаях мы имеем убедительные доказательства, что оба эти минерала кристаллизовались одновременно. Такие случаи мы знаем в базальтах и диабазах с порфировидной структурой, примеры которых довольно распространены среди наших арктических пород, а также описывались среди шведских диабазов. В этих породах порфировые выделения представлены и плагиоклазом и авгитом. Когда эти минералы встречаются порознь, они являются хорошо образованными кристаллами, и тот и другой. Но иногда они срастаются вместе, и в этих сростках мы видим типичную офитовую структуру. Основная масса содержит большее или меньшее количество стекла, в котором заключены микролиты тех же авгита и плагиоклаза. Такая структура показывает, что в первую стадию кристаллизации, когда образовывались фенокристаллы, из расплава кристаллизовались и авгит и плагиоклаз. Позднее условия кристаллизации изменились и из оставшегося расплава опять выделялись и авгит и плагиоклаз, но уже в виде микролитов. Таким образом, описанные отношения минералов ясно указывают на то, что и плагиоклаз и авгит кристал-

лизовались одновременно из расплава, насыщенного обоими этими минералами, и несмотря на это они образуют сростки с офитовой структурой. Отметим также, что в некоторых породах имеются переходы между офитовой и габбровой структурой.

ПРИЧИНЫ ПОРЯДКА ВЫДЕЛЕНИЯ

Мы не можем здесь входить в детальное рассмотрение причин порядка выделения. Об этом более подробно говорится в курсе физико-химических основ петрографии (А. Н. Заварицкий, 1926). Кристаллизация магмы подчиняется законам, управляющим кристаллизацией растворов вообще. Магма представляет собой взаимный раствор-расплав ряда минералов и выделяющихся из нее летучих веществ. В таких сплавах порядок кристаллизации определяется термической диаграммой (диаграммой кристаллизации), вид которой зависит прежде всего от того, способны ли компоненты образовывать твердые растворы, химические соединения или раздельно выпадать, не смешиваясь между собой в твердом виде.

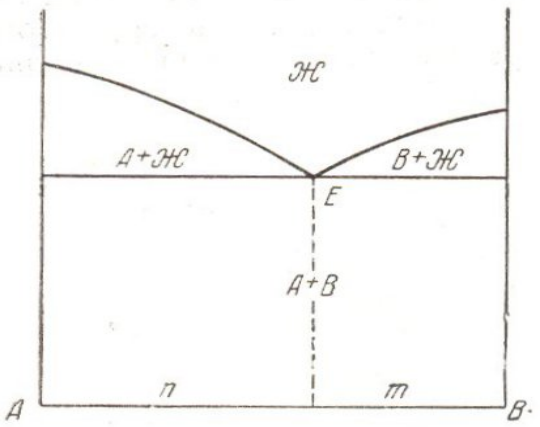
Взгляд на магму как на раствор, очень давно, в девяностых годах прошлого столетия, высказывался на лекциях петрографии, которые читал в Горном институте А. П. Карпинский (1891—1892); он указывал, что «порядок выделения минералов из расплавленной массы зависит от степени растворимости в расплавленных силикатах вещества, составляющего эти минералы, причем выделение может происходить при температуре, гораздо низшей температуры плавления выделяющихся минералов».

Теперь мы можем теоретически вывести из законов термодинамики различные типы хода кристаллизации в главнейших случаях и представить их в графическом виде в форме диаграммы кристаллизации. Здесь нам достаточно только упомянуть их главные типы.

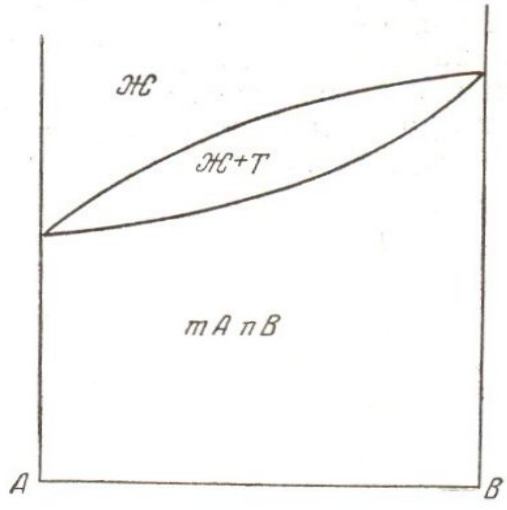
В том случае, когда компоненты не образуют твердых растворов (или образуют неполный ряд их), имеет место, как мы знаем, кристаллизация по принципу эвтектики. Из расплавов (жидкость *Ж*) двух компонентов *A* и *B* начинает выделяться тот или другой, в зависимости от того, который из них находится в расплаве в количестве большем, чем требуется для образования эвтектики. Раствор при выделении компонента *A* обогащается другим компонентом *B*. Температура, при которой выделяется компонет А, при этом все более и более падает. Пределом этого понижения является момент, когда расплав примет эвтектический состав (*m* частей *A* и *n* частей *B*). Тогда одновременно выделяются *A* и *B* при постоянной температуре. Если при начале кристаллизации магма была более богата *B*, чем эвтектика, то при застывании магмы начинает выделяться этот компонент *B*, а кончается кристаллизация застыванием той же эвтектики $(mA+nB)$. Термическая диаграмма системы двух компонентов, застывающей с образованием эвтектики (*E*), дана на фиг. 14. Состояние системы определяется: 1) ее составом, т. е. положением точки состава между *A* и *B*, и 2) температурой, т. е. ординатой точки, изображающей состояние системы. Как пользоваться диаграммой, известно из физической химии, и мы на этом не останавливаемся.

Другой случай мы имеем, когда кристаллизующиеся из сплава вещества образуют непрерывный ряд растворов. В этом случае могут быть различные разновидности термических диаграмм (кривые типа, I, II и III Розебума), но у всех у них есть такие общие свойства. С изменением состава раствора непрерывно меняется состав выделяющегося кристалла. При каждой данной температуре состав выделяющегося кристалла, ко-

торый находится в равновесии с раствором, богаче компонентом, прибавление которого повышает температуру кристаллизации; наоборот, жидкость богаче тем компонентом, прибавление которого понижает температуру кристаллизации. При кристаллизации между выделяющимся



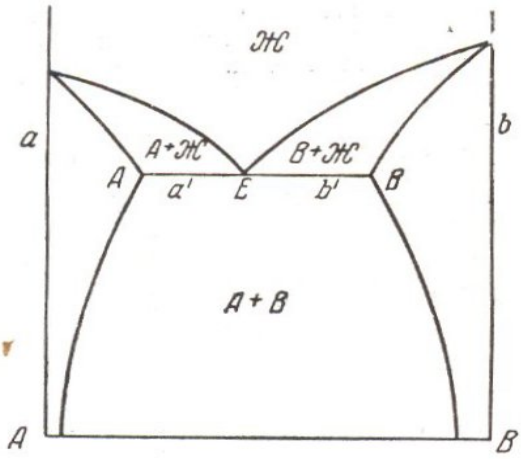
Фиг. 14. Термическая диаграмма системы двух компонентов, застывающей с образованием эвтектики.



Фиг. 15. Термическая диаграмма системы двух компонентов, образующих непрерывный ряд твердых растворов.

кристаллом и жидкостью происходит непрерывное взаимодействие — «реакция». При несовершенном равновесии она затруднена, и тогда получаются зональные кристаллы, весьма характерные для твердых растворов. Известный пример представляют плагиоклазы. Кривая плавкости этого типа показана на фиг. 15.

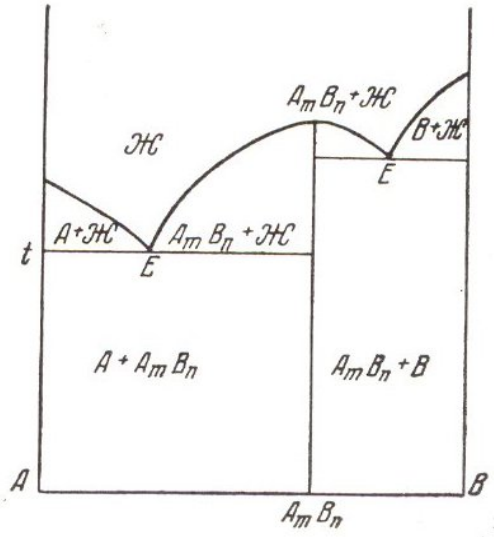
Два компонента могут образовать ряд твердых растворов, смешиваясь не в любом соотношении, а в ограниченных пределах (ряд с разрывом, кривые типа IV и V Розебума). Для петрографии особенно важен последний случай, тип V. Два компонента, образуя твердые растворы в пределах для A от a до a' и для B от b до b', в то же время образуют и эвтектику. E. Такой случай мы имеем, по-видимому, в глубинных породах для калинатровых полевых шпатов (фиг. 16). Наконец, компоненты могут образовывать химические соединения. На кривых термических диаграмм тогда имеется максимум явный (конгруэнтная точка соединения) или скрытый (инконгруэнтная точка) — фиг. 17 и 18.



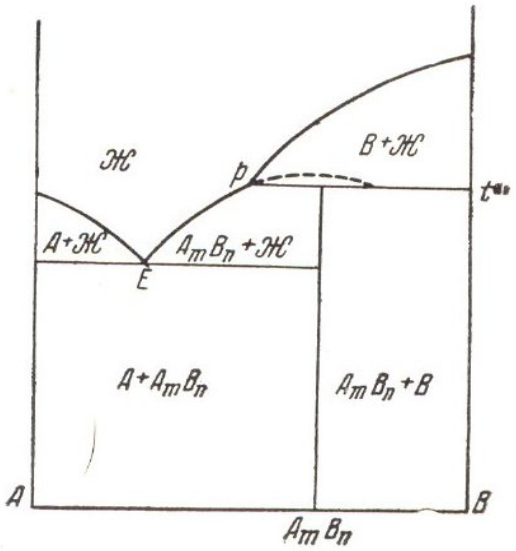
Фиг. 16. Термическая диаграмма системы двух компонентов, образующих твердые растворы в ограниченных пределах.

В первом случае соединение A_mB_m можно рассматривать как особый компонент и система $A + B$ распадается на две: $A + A_mB_n$ и $A_mB_n + B$. Во втором случае выделяющийся из раствора минерал B при определенной температуре реагирует с жидкостью, растворяется, и вместо него образуется новое соединение. Явление резорбции первых выделений — характерная особенность таких систем.

Рассматривая взаимные отношения минералов при образовании их в изверженных горных породах, мы можем заметить два рода таких взаимоотношений. В одном случае новый минерал возникает как результат воздействий раствора на выделившийся уже раньше минерал, как результат «реакции» между первым выделением и раствором. Такое воздействие раствора на первое выделение мы видели уже в случае кристаллизации минералов, представляющих ряды твердых растворов — плагиоклазов и др. Выделившийся из раствора плагиоклаза, например, битовнит при дальнейшей кристаллизации подвергается воздействию расплава и превращается в более кислый плагиоклаз (лабрадор и т. д.).



Фиг. 17. Термическая диаграмма системы двух компонентов, образующих соединение с конгруэнтной точкой плавления.

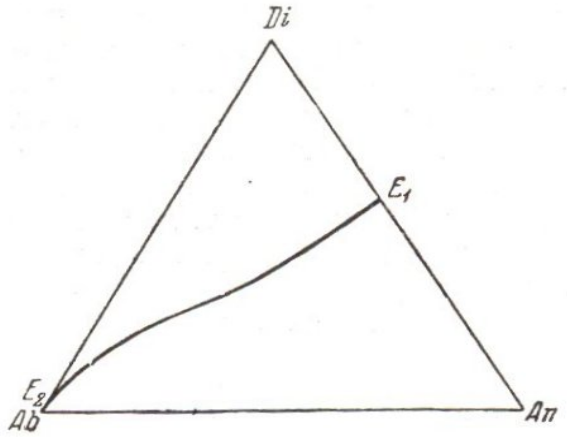


Фиг. 18. Термическая диаграмма системы двух компонентов, образующих соединение с инконгруэнтной точкой плавления.

В минералах, образующих горные породы, широко распространены твердые растворы. Весьма распространены здесь ряды минералов, образующихся с явлением взаимодействия между выделяющимися кристаллами и растворами. Плагиоклазы представляют первый и главнейший пример. Они образуют непрерывный ряд твердых растворов.

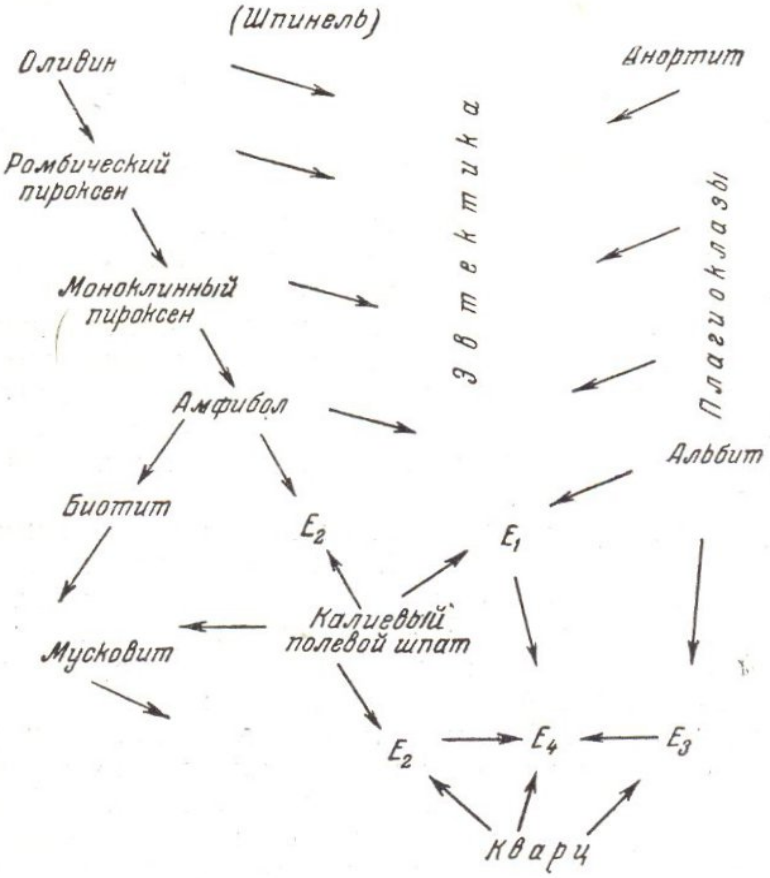
В системе оливин — кремнезем мы имеем инконгруэнтную точку химического соединения, отвечающего энстатиту. Выделяющийся оливин при некоторой температуре подвергается воздействию расплава, опять растворяется, и вместо него выделяется ромбический пироксен. Таким образом, здесь тоже имеет место «реакция» магмы на оливин. Ряд авгита — изоморфный ряд. Магматическое превращение пироксена в амфибол тоже очевидный результат взаимодействия выделяющегося кристалла и жидкости и т. д.

В таких рядах («реакционных» рядах) последовательность образования минералов вполне определенная. Но мы видели в случае кристаллизации с образованием эвтектики и другой тип взаимных отношений минералов. В этом случае первым выделяется то один, то другой минерал, в зависимости от состава расплава, и нет постоянной, определенной последовательности в их образовании. Среди минералов горных пород члены различных изоморфных рядов не образуют между собой твердых растворов (например, пироксен и плагиоклаз), и порядком выделения управляет эвтектика, но в данном случае эта эвтектика представляет со-



Фиг. 19. Система диопсид — анортит — альбит

бой не определенную точку одного состава, а эвтектическую линию. Пример: система диопсид — анортит — альбит. В ней мы имеем (фиг. 19)



Фиг. 20. Схематическое изображение соотношений главнейших минералов в магматическом расплаве.

эвтектическую линию, соединяющую точки альбит — диопсид (E_2), анортит — диопсид (E_1). Эта линия обладает свойством кривой выделения с взаимодействием кристалла и раствора. Она отвечает одновременному выделению диопсида и плагиоклаза, причем состав последнего непрерывно меняется вследствие реакции его с раствором. Но в то же время эта линия представляет эвтектическую линию: выделение плагиоклаза или

пироксена зависит от относительного пересыщения тем или другим компонентом расплава по сравнению с эвтектическим составом, отвечающим точкам кривой E_2E_1. Эвтектические соотношения мы имеем также между кварцем и полевым шпатом, между ортоклазом и плагиоклазом в гранитных породах (в породах, застывающих при более высоких температурах, по-видимому, калиевый и натровый полевые шпаты образуют непрерывный ряд твердых растворов) и т. д. Все эти особенности физико-химических систем минералов, входящих в магматические расплавы, непосредственно влияют на порядок выделения. Эти соотношения можно изобразить в виде схемы (фиг. 20). На этой схеме стрелки указывают порядок выделения.

Кроме указанных причин, на порядок выделения оказывают влияние переохлаждение, способность к кристаллизации и скорость кристаллизации минералов, которой особенно большое значение склонен приписывать Дёльтер (1905). Значительное различие в скоростях кристаллизации, особенно в переохлажденных сплавах, как это обычно бывает в магмах, обусловливает выделение не по эвтектической схеме.

РАЗЛИЧНЫЕ ТИПЫ ВЗАИМНЫХ ПРОРАСТАНИЙ МИНЕРАЛОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Мы уже разбирали случай пегматитовых прорастаний, обусловленных одновременной кристаллизацией и наиболее часто встречаемых для полевого шпата и кварца. Отличительными особенностями этого прорастания являются следующие.

1. Вростки кварца обычно в калиевом или калинатровом полевом шпате ориентированы одинаково, т. е. все вростки в одном зерне гаснут одновременно. Исключение представляют собой случаи, когда срастания в разных участках происходят по разным законам. Тогда гаснут одновременно группы вростков, отвечающие одному и тому же закону.

2. Очертания вростков приближаются к полигональным или угловатым контурам в поперечных сечениях и прямолинейно удлиненным — в продольных. Поперечные сечения дают картину того, что называется письменными прорастаниями.

3. Ориентировка кварца и полевого шпата закономерна.

От закономерных микропегматитовых и гранофировых прорастаний полевого шпата кварцем отличаются прорастания мирмекитовые. В них мы имеем также кварцевые вростки в полевом шпате, гаснущие при вращении препарата (или николей) одновременно. Но в этом случае мы имеем прорастание кварцем не ортоклаза или калинатрового полевого шпата, а плагиоклаза. Мирмекитовые вростки, как указывал еще Бекке (1908) почти полвека тому назад, наблюдаются в плагиоклазе обычно на границе с калиевым полевым шпатом и никогда не находятся в соседстве с кварцем, что, наоборот, мы очень часто видим в микропегматитах. Нет постоянного соотношения между каймой мирмекитового прорастания и окружаемым зерном полевого шпата. Чем более основной является порода, тем основнее плагиоклаз мирмекита. Чем кислее плагиоклаз мирмекита, тем меньше вростков кварца. Главное отличие формы прорастания кварца — червеобразно изгибающиеся и расходящиеся вростки, напоминающие по форме червоточины в дереве с округлыми поперечными сечениями (quartz vermiculé). Мирмекиту приписывают происхождение вторичное, когда кварц появляется как продукт реакции при превращении калиевого полевого шпата в плагиоклаз (Бекке) или при распаде содержавшегося в твердом растворе в калиевом полевом шпате

кальциевого алюмосиликата и превращения его в анортит; появление мирмекита приписывают также воздействию растворителей при высокой температуре (Седерхольм, 1916); наконец, его рассматривали даже как эвтектику первичную (Чирвинский, 1911) или вторичную (Гинзберг, 1916).

Необходимо иметь в виду, что и пегматитовидные прорастания одного минерала другим могут образоваться также вторичным путем при явлениях метасоматического разъедания одним минералом другого. Примеры таких явлений хорошо изучены на сульфидах при вторичных процессах обогащения в рудных жилах.

Образование закономерных срастаний возможно и при перекристаллизации. Для возникновения таких сростков необходимо лишь индуцирующее влияние атомной решетки одного кристалла на решетку другого, а это возможно не только при одновременной их кристаллизации. Известный опыт параллельного расположения кристалликов солей, растущих на пластинке слюды, является хорошей иллюстрацией этого.

Кроме кварца и полевого шпата, пегматитовидные срастания обнаружены для многих пар минералов: полевой шпат и нефелин, плагиоклаз и ромбический пироксен, авгит и роговая обманка (вероятно вторичная), пироксен и шпинель, шпинель и магнетит и т. д.

Весьма интересными и важными являются закономерные срастания разных полевых шпатов — плагиоклаза (обычно кислого, чаще всего альбита) и ортоклаза или микроклина (иногда другого калинатрового полевого шпата, близкого к ортоклазу). Это п е р т и т ы и м и к р о п е р т и т ы. Такие прорастания могут быть несколько различного вида, но общим признаком является то, что здесь альбит (или реже кислый плагиоклаз) прорезывает калиевый полевой шпат в виде выклинивающихся, иногда чечевицеобразных жилок, расположенных очень часто по так называемой мурчисонитовой спайности ($\bar{7}01$) и ($\bar{8}01$) или по другим плоскостям — (100), (001). По происхождению можно различать следующие типы.

1. Микропертиты, образовавшиеся при раздельной и одновременной кристаллизации калиевого и натрового полевого шпата. Их считали за эвтектические образования постоянного состава — около 60% альбита и 40% ортоклаза. Альбитовые вростки равномерно, большей частью в виде линзообразных включений, пронизывают вещество калиевого полевого шпата. Они все более или менее одинаковой величины, и кристаллы микропертита в скрещенных николях кажутся как бы покрытыми ровной рябью. Такой способ образования микропертитовых сростков, как эвтектика, допускался Фогтом (1931) и некоторыми другими авторами. Если такие пертиты и существуют, то они являются очень редкими. Способ объяснения их не бесспорен.

2. Пертиты распада в твердом состоянии. Это наиболее распространенный тип. При высоких температурах кристаллизации вещества калиевого и натрового полевого шпата способны в большой степени смешиваться, образуя твердые растворы, вплоть до образования непрерывного ряда (в эффузивных породах). При охлаждении эти твердые растворы распадаются, альбит выделяется в виде жилок, рассекающих калиевый полевой шпат (ортоклаз-пертиты, микроклин-пертиты). Отношение этих компонентов непостоянное. Ортоклаз обычно преобладает, и на его фоне, несколько изгибаясь, часто и с неровными контурами выделяются при скрещенных николях более сильно двупреломляющие жилки альбита.

3. Вторичные пертиты замещения. Прорастание ортоклаза жилками альбита может получиться и вследствие отложения вещества альбита

после образования калиевого полевого шпата по трещинам, причем это отложение может происходить метасоматически. К такому типу относятся пертиты, в которых альбитовые вростки являются, например, отпрысками альбитовой каймы, облекающей зерно снаружи.

По форме пертитовых вростков различают такие типы: 1) волокнистый — относительно длинные вростки с чечевицеобразным поперечным сечением, располагающимся обычно в плоскости (010); 2) пленочный — пертитовые вростки в виде тонких пленок, перпендикулярных к (010) и под углом около 73° к (001); 3) жилковатый, более грубого строения, причем альбит в виде более неправильных жилочек, грубо параллельных (100), но иногда и в других направлениях; 4) пятнистый, в котором альбитовые вростки имеют вид пятен; этот вид переходит в жилковатый.

Антипертитом называют такие прорастания альбита (или вообще кислого плагиоклаза) и ортоклаза, в которых альбит преобладает над ортоклазом и последний находится внутри альбита в виде пятнистых вростков, часто с прямоугольными очертаниями.

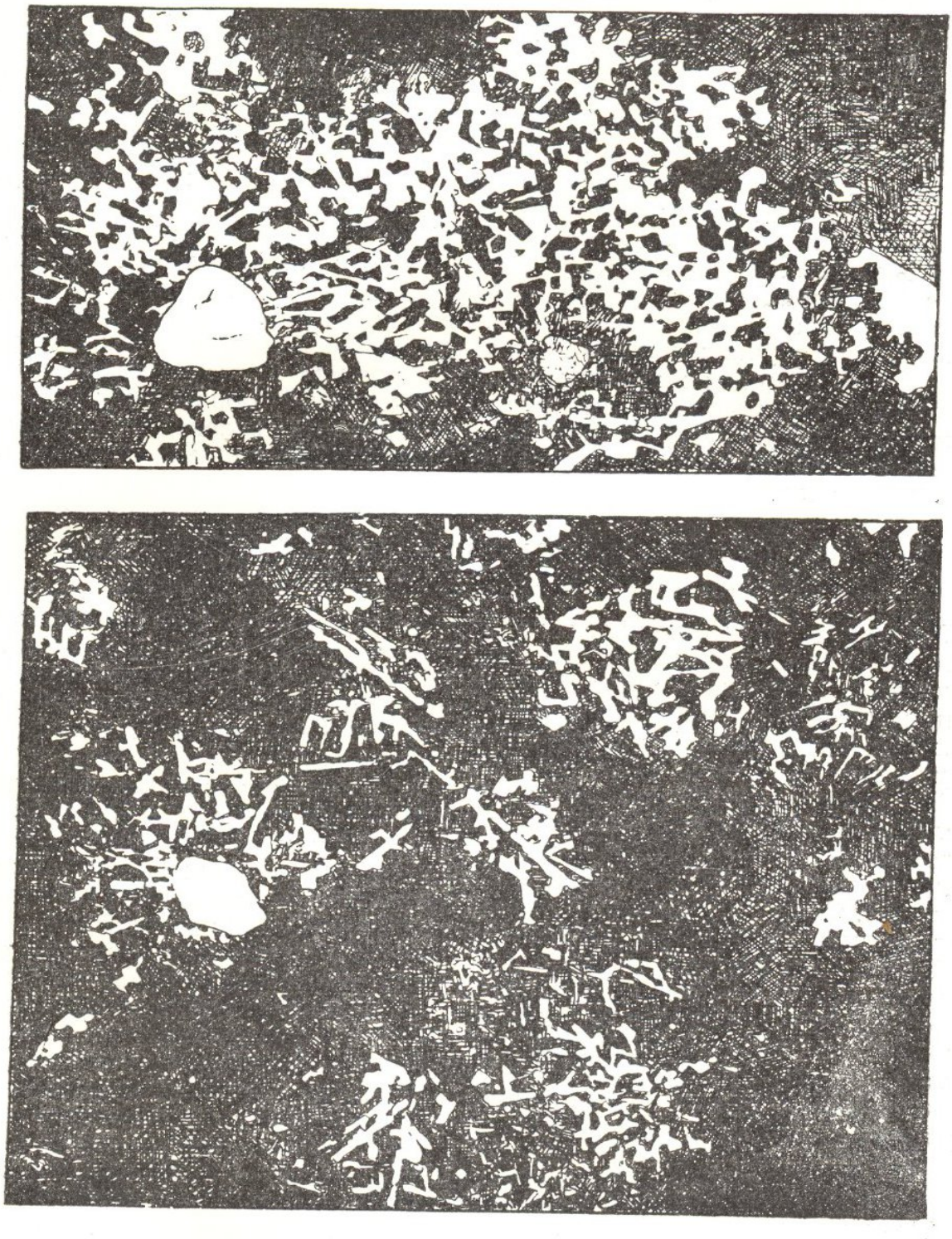
Пойкилитовые прорастания. В случаях пегматитовых и пертитовых прорастаний вростки минерала, имеющего меньшее развитие, ориентированы закономерно по отношению к включающему их кристаллу, между собой они параллельны. Это легко обнаруживается по тому, что при скрещенных николях они гаснут одновременно. В пойкилитовых прорастаниях нет закономерной связи между вмещающим зерном и вростками. Последние ориентированы разнообразно и представляют собой не что иное, как включения зерен одного минерала в теле другого. Эти вростки называют иногда хадакристаллами [1], а вмещающие их зерна — ойкокристаллами [2]. Пойкилитовые вростки часто корродированы и округлены. Срастания этого типа можно различить по относительному количеству и относительным размерам ойкокристаллов и хадакристаллов. Одну из особенно важных разновидностей пойкилитовых структур представляет, например, пойкилоофитовая структура некоторых диабазов (см. ниже, фиг. 65*б*). В этом случае идиоморфные таблицы или призмы плагиоклаза, разнообразно ориентированные, заключены в виде вростков в более крупных зернах пироксена. Очень обычны для перидотитов пойкилитовые вростки оливина в пироксенах и особенно в амфиболах.

В случае тонкого строения структура эта называется микропойкилитовой. Из микропойкилитовых срастаний отметим распространенные в основной массе кварцевых порфиров микропойкилитовые срастания полевого шпата и кварца (см. ниже, фиг. 134*б*). Здесь микролиты полевого шпата, различно ориентированные, иногда расположенные потоками, переполняют в виде включений более крупные зерна кварца, представляющего собой вторую составную часть сростка.

В некоторых случаях пойкилитовая структура может появиться в результате перекристаллизации породы и собирательной кристаллизации, превращающей отдельные мелкие зерна, ранее расположенные между хадакристаллами, в один крупный ойкокристалл, в котором кристаллики и зерна другого оказываются захваченными в виде включений. Это предположение кажется наиболее вероятным объяснением упомянутых микропойкилитовых прорастаний полевого шпата и кварца в основной массе

---

[1] χα'νδάνω (хандано) — захватываю, содержу в себе.
[2] οἶκος (ойкос) — дом, жилище.



Фиг. 21. Микропойкилитовая структура. Псевдоморфозы кварца по табличкам тридимита. По Гейеру, 1913.

кварцевых порфиров. Кислые лавы, теряя минерализаторы, становятся тугоплавкими, и кристаллизация их происходит при высокой температуре, вероятно выше 850—900°. При таких условиях свободный кремнезем выделяется в виде тридимита. Но при дальнейшем понижении тем-

пературы тридимит превращается в кварц. Это превращение сопровождается собирательной кристаллизацией таким образом, что целые группы зерен тридимита превращаются в одно неделимое кварца, и микролиты полевого шпата после такой перекристаллизации оказываются захваченными внутри этих зерен кварца в виде хадакристаллов. На возможность такого объяснения происхождения микропойкилитовой структуры основной массы кварцевых порфиров указывают отмеченные впервые Гейером (1913) и наблюдавшиеся иногда в этих породах псевдоморфозы кварца по пластинчатым формам тридимита (фиг. 21).

Может быть, подобное же объяснение приложимо к случаю очень резко выраженной пойкилитовой структуры в амфиболовых перидотитах, где собирательная перекристаллизация могла произойти при превращении пироксена в амфибол (см. ниже, фиг. 97).

В других случаях пойкилитовых срастаний хадакристаллы являются просто вростками, захваченными при первичном росте ойкокристаллов. Ойкокристаллы могут появиться как позднейшие образования даже в эпимагматическую фазу образования породы или вследствие реакции в магме. Указанием на это может служить корродированный, округлый вид хадакристаллов.

ИЗМЕНЕНИЯ ВЫДЕЛИВШИХСЯ КРИСТАЛЛОВ ВО ВРЕМЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОДЫ

Минералы, выделяющиеся во время кристаллизации магмы, могут при дальнейшем течении этого процесса изменить свою форму вследствие резорбции их, т. е. вследствие нового растворения их в магме. Они принимают при этом обычно округлый вид, иногда с бухтообразными изгибами очертаний. Резорбция, т. е. обратное растворение, может быть результатом двоякого рода причин.

Во-первых, этот процесс возможен при изменении внешних условий — давления и температуры — или при изменении состава магмы вследствие выделения, например, газов или ассимиляции чуждых магме пород. Выделение газов также обычно связано с изменением внешних условий, именно давления. Само собой понятно, что повышение температуры во время кристаллизации может вызвать растворение уже выделившихся частей.

Во-вторых, коррозия уже выделившихся кристаллов магмой, естественно, может наступить в случае существования так называемой инконгруэнтной точки плавления химического соединения на кривой плавкости системы минералов, представленной в магматическом расплаве. В этом случае уже выделившийся минерал на определенной стадии кристаллизации, т. е. при определенной температуре, делается неустойчивым в растворе, вступает с последним в реакцию с образованием нового соединения.

Примером может служить система форстерит + кремнезем, обладающая скрытым максимумом плавления, отвечающим соединению $MgSiO_3$ — энстатиту или клиноэнстатиту. Из расплава, содержащего менее 61% SiO_2, при остывании сначала кристаллизуется форстерит и остающийся расплав обогащается кремнекислотой. При температуре 1557° выделившийся форстерит опять начинает растворяться и кристаллы его резорбируются. Вместе с тем выделяется клиноэнстатит. Это явление может объяснить обычные округленные оплавленные формы оливина в изверженных породах.

Изменение формы выделившихся минералов происходит, кроме явления резорбции, также при перекристаллизации.

Уже было упомянуто о собирательной перекристаллизации, при которой несколько более мелких зерен заменяются одним крупным. Процессом собирательной кристаллизации в момент выделения Ринне (1928) объяснял образование офитовой структуры. Кристаллизация в последние моменты состояла в одновременном выделении плагиоклаза и авгита, но вследствие собирательной кристаллизации выделение плагиоклаза приурочивалось к ранее выделившимся кристаллам этого минерала. Авгит образует мезостазис, но это не значит, что остаточная жидкость была авгитового состава.

Кажется возможным в некоторых случаях объяснять несколько иначе образование офитовой структуры, в особенности той ее разновидности, которой мы даем название пойкилоофитовой, путем собирательной кристаллизации. Первоначально при застывании породы могла быть другая структура, даже близкая к той, которую мы называем гранулоофитовой или интергранулярной (см. ниже): между лейстами плагиоклаза заключалось по нескольку отдельных зерен авгита, а затем, при дальнейшем остывании, когда порода могла перекристаллизовываться, отдельные кристаллы авгита могли сливаться в более крупные зерна, захватывая лейсты плагиоклаза или выполняя промежутки между ними. Подобные явления перекристаллизации, сопровождаемой увеличением зерен какого-либо из компонентов, известны в металлургической практике. Они наблюдаются при отжиге сплавов.

С процессом дальнейшего изменения уже выделившихся кристаллов связано в некоторых случаях образование каемок реакции (reaction rims). На границе двух каких-нибудь минералов, вследствие взаимодействия между ними, образуется слой третьего минерала, их разделяющий. Так, между оливином и плагиоклазом возникает кайма амфибола, между магнетитом и полевым шпатом — биотит и т. д. Разновидностью таких кайм взаимодействия являются келифитовые каймы, представляющие собой венцы радиально расположенных призмочек амфибола около граната или оливина.

В других случаях каймы реакции возникают вследствие взаимодействия минерала и жидкой магмы, как это, вероятно, мы имеем в упоминавшемся уже примере оливина и ромбического пироксена. Последний образует каймы — венчики около зерен оливина. Эта особенность характерна для друзитовой, или венчиковой, структуры (corona structure). Кроме венцов ромбического пироксена вокруг оливина, к числу первичных магматических образований такого рода относятся в некоторых случаях каймы амфибола около пироксена, слюды около оливина. Сюда же надо причислить некоторые каемки магнетита, например опацитовые непрозрачные каймы около амфиболов и слюд в эффузивных породах.

Седерхольм (1916) предложил название синантетических минералов для таких продуктов взаимодействия между двумя прилежащими минералами. Они образуют каймы реакции, венцы друзитовой структуры, келифитовые венцы. К числу таких же продуктов взаимодействия относятся и мирмекитовые прорастания, рассмотренные выше. Далеко не всегда ясен способ их образования. Они могут быть, как мы видели, и первичными и вторичными. В последнем случае такие образования могут возникнуть: 1) при циркуляции магматических растворов (газообразных и жидких) в последние моменты остывания изверженной породы, т. е. в так называемую эпимагматическую фазу; 2) при подобных же условиях, но под влиянием растворов, приносимых извне из другой магматической массы, например при контактовом метаморфизме изверженных пород под влиянием последующих интрузий, и 3) при региональном метаморфизме; мирмеки-

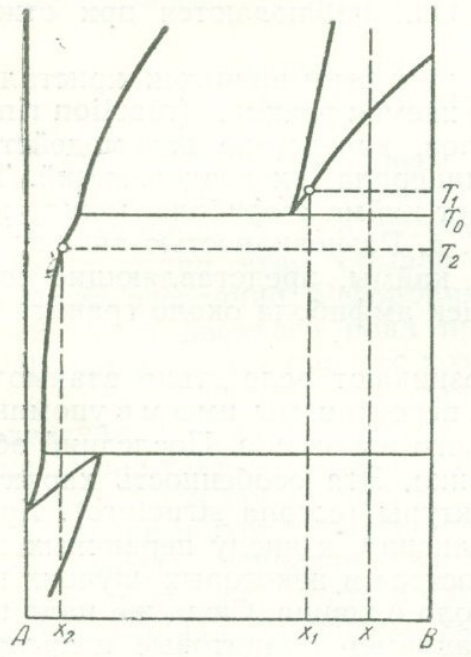
товые прорастания и келифитовые каемки распространены и в метаморфических породах.

В следующей табличке сопоставлены случаи синантетических образований:

Синантетические минералы	Реакционные каймы	Венцовая (друзитовая) структура — первичная Келифитовая структура — вторичная
	Мирмекит вторичный	
	Минералы взаимодействия, не подходящие к трем предыдущим типам	

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ПОСЛЕ ЗАТВЕРДЕВАНИЯ ГОРНОЙ ПОРОДЫ

Существенные изменения в структуре изверженной горной породы могут произойти и происходят в некоторых случаях уже после затвердевания ее под влиянием остаточных, так называемых постмагматических растворов. Сущность этих явлений сводится к следующему.



Фиг. 22. Изобарическое сечение термической диаграммы системы двух компонентов: силикат — летучее.

Как мы знаем, магма представляет собой силикатный раствор, содержащий в своем составе растворенными некоторые летучие вещества, вероятно, главным образом воду (или ее составные части). При кристаллизации магмы сначала эти вещества, оставаясь еще в растворе, накапливаются в нем — раствор обогащается летучими. Наконец, несмотря на значительное давление, летучие одновременно с кристаллизацией магмы будут выделяться в виде особой газовой фазы. В простейшем идеальном случае двухкомпонентной системы, т. е. состоящей из одного летучего и одного нелетучего компонента (силиката), это выделение газа при одновременной кристаллизации силикатов будет происходить при постоянной температуре (согласно правилу фаз), количество жидкости (магма) будет убывать, превращаясь в смесь твердая фаза + газ.

Процесс этот может быть представлен диаграммой (фиг. 22).

Выше температуры T_0 (при температуре T_1) состав x образован расплавом состава x_1 и твердым силикатом почти в равном количестве (по диаграмме), а ниже этой температуры (при температуре T_2) — твердым кристаллическим силикатом с небольшой примесью газовой фазы состава x_2, т. е. содержащей в растворе только небольшое количество силиката. Но эта газовая фаза находится в равновесии с силикатом, т. е. представляет насыщенный раствор по отношению к нему.

В простейшей бинарной системе переход от состояния жидкости с кристаллами в смесь кристаллической фазы с примесью газа происходит, как сказано, при постоянной температуре и при потере тепла расплавом. Выделение газа при одновременной кристаллизации — явление, по внешности подобное обыкновенному кипению, однако оно начинается при понижении температуры. Оно в данном случае представляет так называемое ретроградное кипение, а температура T_0 называется второй точкой кипения. В магмах мы имеем весьма сложный раствор, но и при их кристаллизации происходит подобное же явление, хотя (в поликомпонентной системе) и не при постоянной температуре. Магма застывает в горную породу, пропитанную газовым раствором, поскольку он не удаляется диффузией через боковые породы. Этот газовый раствор насыщен минералами горной породы (иначе находится в равновесии с ними). В этом состоянии он может явиться фактором, способствующим перекристаллизации породы, подобно тому как перекристаллизовывается осадок, остающийся в насыщенном им растворе вообще. В дальнейшем, когда вследствие диффузии при возрастающем давлении выделяющегося газа часть этого газа будет удаляться через боковую породу, причем в сложном растворе будет происходить фракционная диффузия и состав уходящих и остающихся частей будет меняться, газовый раствор, сосуществующий с минералами горной породы, уже не будет находиться с ними в равновесии, не будет насыщен ими, и тогда минералы эти будут растворяться (разъедаться), а на месте их будут отлагаться другие минералы, их замещая (метасоматически). Таким образом, то обстоятельство, что в магме присутствуют в растворе вода и другие летучие вещества, ведет к двум существенным следствиям: в конце кристаллизации возникает газовый раствор, насыщенный минералами горной породы и способный содействовать ее перекристаллизации, а в дальнейшем раствор меняет свой состав и это приводит к замещению выделившихся минералов новыми.

Как мы увидим ниже, первое явление может объяснить возникновение грубых зернистых структур пегматитов, а второе объясняет многие процессы так называемого автометаморфизма, т. е. изменения первоначального состава изверженной горной породы непосредственно вслед за ее первичной кристаллизацией.

ТЕКСТУРА ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Как уже было сказано, под названием «текстура» мы будем разуметь совокупность признаков внутреннего строения горных пород, которая зависит от расположения составных частей одна относительно другой в пространстве и от выполнения ими пространства.

Расположение составных частей может зависеть: 1) от внутренних причин, связанных с особенностями кристаллизации, и 2) от влияния внешних факторов. Эти два типа текстур можно обозначать как: 1) эндогенные текстуры и 2) экзогенные текстуры.

Эндогенные текстуры. Мы различаем: 1) однородную, 2) шлировую, или такситовую, и 3) сферическую текстуры.

Однородной текстурой горная порода обладает, если минеральные элементы, ее образующие, распределены во всей массе ее равномерно и отдельные участки породы, взятые в разных пунктах ее, одинаковы по составу и структуре. Этой текстурой могут обладать как зернистые горные породы, так и порфировые. Она является наиболее распространенной и указывает на то, что условия образования породы во всех точках занимаемого ею пространства были одинаковы.

Породы шлировой, или такситовой (Левинсон-Лессинг, 1891), текстуры сложены из отдельных участков, отличающихся один от другого или по составу, или по структуре, или и по составу и по структуре одновременно. Различают поэтому такситы структурные и такситы конституционные. В большинстве случаев такситовая текстура связана с внешними воздействиями на кристаллизующуюся магму и, следовательно, она является экзогенной, но иногда влияние таких внешних агентов незаметно. Участки различного строения в этом случае имеют неправильную форму, не подчиняющуюся какой-либо закономерности; не видно последней и в расположении их. Это неправильное шлировое сложение Ф. Ю. Левинсон-Лессинг предложил называть атакситовым. Некоторые шлировые текстуры, когда шлиры отличаются по составу от окружающей массы, обязаны своим происхождением вплавленным и сильно измененным посторонним включениям. В других случаях в растрескавшуюся застывшую массу проникают жилки еще не застывшей магмы, изменившей свой состав.

Из такситов структурных, где разные участки горной породы одинакового состава отличаются лишь структурой, отметим тип пород, в котором отдельные участки или жилки выделяются на общем фоне породы благодаря значительно более крупным размерам зерен. Величина таких участков бывает различна, начиная от сростков нескольких зерен. Вероятно, такие структурные такситы возникают при местной перекристаллизации минералов породы в отдельных пунктах, около трещинок и т. п.

В некоторых кристаллических зернистых горных породах минералы распределены не равномерно, а кучками. Зерна одного и того же минерала образуют небольшие скопления, и из таких кучек разных минералов сложена вся масса породы. Такая текстура называется гломерокристаллической. Гломеропорфировой называется разновидность порфировой структуры, когда фенокристаллы рассеяны в основной массе не по одиночке, как это обычно бывает, а соединены в кучки по нескольку штук. К горным породам неоднородного строения, или такситам, мы вернемся позднее, при описании экзогенных текстур.

Шаровые текстуры в сущности примыкают к такситам, с одной стороны, а с другой — основные черты этого типа текстуры уже близки к особенностям структуры (см. ниже, фиг. 51). В породах шаровой или сферической текстуры минералы распределяются не равномерно, а располагаются концентрически слоями вокруг некоторых центров. Часто при этом отдельные кристаллы минералов в каждой из таких зон принимают расположение радиальное. Таким образом в горной породе получаются шарообразные тела концентрически слоистого и отчасти радиального строения. Отдельные зоны различаются между собой по составу, и эти различия бывают то очень резкими, то сравнительно мало заметными; более меланократовые зоны чередуются с относительно лейкократовыми; иногда минеральный состав разных зон совершенно различен.

Причины шаровой текстуры видят в пересыщении расплава одним или несколькими компонентами. При попеременном пересыщении то одними, то другими компонентами получается чередование зон. В некоторых случаях сфероиды представляют собой корродированные посторонние (эналогенные) включения (ксенолиты) или включения ранее застывших частей той же магмы (гомеогенные), окруженные, кроме того, каймой, получившейся при взаимодействии вещества включения и магмы.

Вероятно, близкими по происхождению к сфероидам шаровых текстур образованиями являются овоиды гранита рапакиви (см. ниже, фиг. 126). В типичных рапакиви овоиды состоят из округлых крупных порфировидно выделяющихся зерен ортоклаза, часто обросших каймой олигоклаза,

в некоторых случаях видна еще зона биотита. Иногда в таких овоидах чередуется несколько зон.

Экзогенные текстуры. Среди горных пород с ярко выраженной экзогенной текстурой мы можем также различать породы однородного сложения и такситы. В первом случае во всех своих частях горная порода имеет одинаковый состав, во втором — минералы распределены неравномерно.

Внешними факторами, которые влияют на расположение слагающих породу элементов, являются обычно сила тяжести, движение магмы и конвекционные токи, а также одностороннее давление.

Результаты действия этих сил в большинстве случаев проявляются одинаково, именно — в параллельном расположении (directive texture) минеральных элементов относительно какой-либо плоскости или линии. Директивные текстуры более или менее хорошо видны в горных породах, когда в них присутствуют минералы, имеющие формы вытянутые или плоские. Тогда они своей ориентировкой показывают параллельное расположение. Эта параллельность может быть или относительно какой-либо линии, или относительно какой-либо плоскости (слоя). В изверженных горных породах эта параллельность обычно вызывается движением кристаллизующейся магмы — ее течением. Поэтому говорят о линиях течения и о слоях течения. Могут одновременно наблюдаться и слои и линии течения. Особенно ясно это видно по минералам вытянутой формы: направления их удлинения могут лежать в одной плоскости, но не быть параллельными, или же, располагаясь в одной плоскости, быть направленными одинаково. В случае таблитчатых кристаллов (например, биотит) линии течения выражаются в том, что в слоях течения таблички распределяются не равномерно, а скоплениями, удлиненными в виде полосок. Такая параллельная текстура наблюдается как в зернистых горных породах, так и в порфировых. Наиболее очевидно ориентирующее движение магмы в флюидальной текстуре эффузивных пород. Удлиненные брусковидные микролиты, главным образом полевого шпата, располагаются вдоль по направлению течения магмы. Это расположение обычно сравнивают с расположением бревен леса, сплавляемого по реке. Потоки изменяют несколько свое направление около крупных фенокристаллов, они отклоняются, огибая их, и соответственно с этим изменяется расположение микролитов.

Параллельное или почти параллельное расположение удлиненных микролитов характерно для трахитовой структуры основной массы порфировых горных пород. Текстуру зернистых пород, состоящих обычно почти исключительно из полевых шпатов (некоторые щелочные сиениты и нефелиновые сиениты), характеризующуюся подобным же субпараллельным расположением таблитчатых кристалов, называют трахитоидной (см. ниже, фиг. 142б, 162*б*, 166 и 168). Если при этом магма была неоднородна, то различные участки при движении ее вытягивались в полосы и получалась флюидально-такситовая текстура. При образовании флюидальной текстуры, вследствие движения магмы, полосы нередко приобретают волнистый вид. Минералы располагаются по течению линейно. Отдельные полосы нередко выклиниваются и переплетаются. Иногда текстура переходит даже в брекчиевидно-такситовую.

В глубинных кристаллических зернистых горных породах также наблюдается полосатая флюидальная текстура, как, например, в полосатых габбро (фиг. 23), нефелиновых сиенитах и других породах. В этих случаях чередующиеся полосы неодинакового состава рассматривали иногда как следствие первичной неоднородности магмы.

Нередки в глубинных породах и брекчиевидно-такситовые текстуры, распространенные, например, в диоритовых и гранитных породах. Обыкновенно участки, являющиеся обломками, т. е. более ранними образованиями, представляют собой участки более основные по составу, состоящие из минералов, кристаллизующихся из магмы раньше. Цемент же брекчии представляет собой застывшую остаточную жидкость, выжатую в трещины, разбившие на отдельные обломки почти раскристаллизовавшуюся, затвердевшую породу. В породах гранитно-диоритовых обломки обычно более темного цвета и более мелкозернистые. В некоторых случаях выжимки остаточного раствора в трещины встречаются только в отдельных шлирах или жилах и прожилках. Такие шлиры и жилы носят название гистерогенных шлиров. Их образование такое же, как цемента брекчиевидных такситовых пород. Оно связано с перемещением остаточного раствора кристаллизующейся магмы.



Фиг. 23. Полосатое габбро с Денежкина Камня на Урале. По Левинсон-Лессингу, 1940.

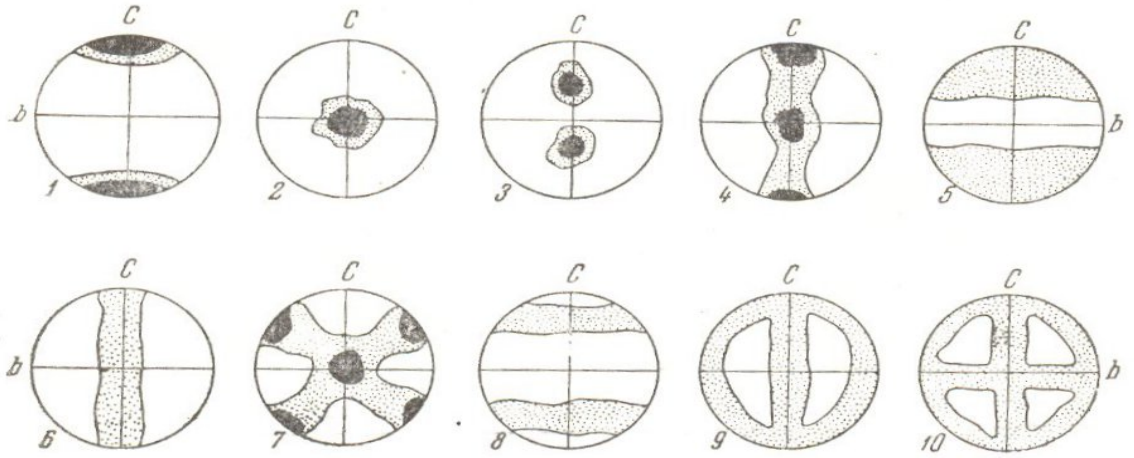
Кроме движения магмы, фактором, обусловливающим параллельное расположение слагающих породу зерен минералов и придающим ей слоистый или гнейсовидный облик, является одностороннее давление. Это может быть или горообразующее давление или статическое давление налегающих сверху пород. Экспериментальным путем доказано, что при перекристаллизации стекол под односторонним давлением выделяющиеся кристаллы (волластонита, диопсида) располагаются своими наиболее развитыми гранями в плоскости, перпендикулярной направлению давления. Такая кристаллизация носит название пьезокристаллизации, и она может вызвать возникновение слоистой первично-гнейсовой текстуры породы. Встречается она в некоторых гранитах; в ильменских миаскитах слоистость, вероятно, частью связана с этой же причиной. В дальнейшем мы остановимся еще раз на этой особенности изверженных пород.

Ориентирующее боковое давление иногда сказывается не только в расположении кристаллов, но далее, действуя на уже застывшую массу, оно вызывает механическую деформацию и ведет к появлению катакластической структуры и таких структур, как очковая, волокнистая (faserige Struktur) и др.

Текстура с параллельным расположением элементов — гнейсовидная и полосчатая — иногда отчетливо выражена лишь по окраинам массивов,

сменяясь в центре массивной равномерной текстурой. Часто замечается, что слоистость таких текстур следует очертаниям массива, что может быть объяснено или направлением движений в магме, с которыми эта текстура может быть связана, или распределением вызываемых давлением напряжений по периферии массива.

Статистическое изучение под микроскопом ориентировки зерен, образующих изверженную горную породу, обладающую директивной текстурой, позволяет применить для характеристики такой ориентировки те же

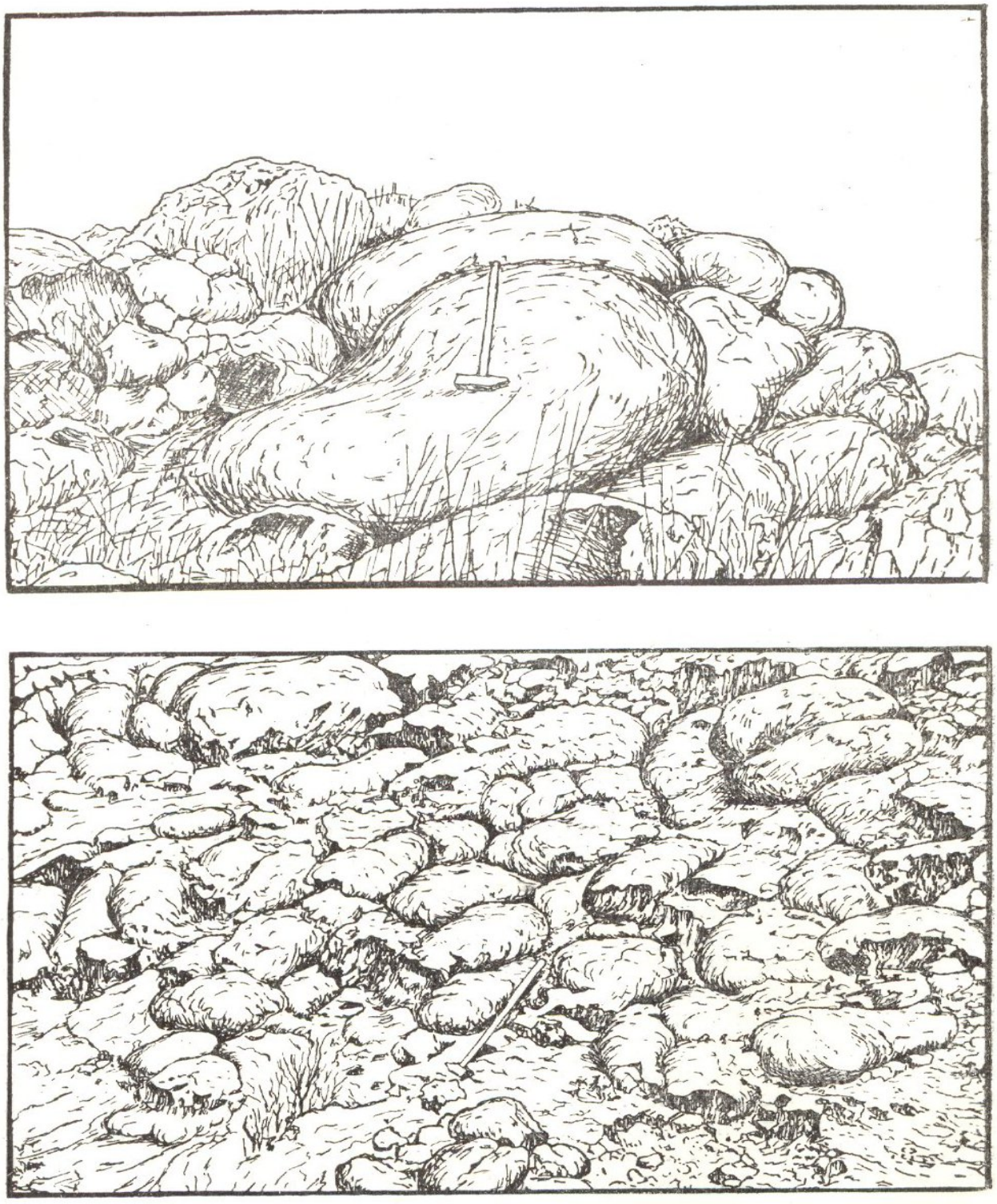


Фиг. 24. Наиболее распространенные типы ориентировки кварца. По Зандеру и др.

1 — ориентировка по оси *C*; *2* — ориентировка по оси *a* (с одним максимумом); *3* — ориентировка с двумя максимумами; *4* — тип Мугль-гнейса (Muglgneis); *5*—тип Калорре (Kalorre); *6* — тип с одним поясом; *7* — тип с двумя поясами; *8* — тип саксонских гранулитов; *9* — тип с пересекающимися поясами; *10* — тип с тремя поясами. (Из книги Ниггли, 1948).

подразделения, которые более часто применяются при таком же изучении горных пород метаморфических. Приемы методики микроскопического исследования ориентировки зерен при помощи федоровского столика рассматриваются в курсе методов минералого-петрографического исследования. Здесь мы укажем только основные типы строения, определяемые ориентировкой зерен. Прежде всего в горной породе, обладающей, как сказано, директивной текстурой, должны быть определены оси строения: две из них *a* и *b* лежат в плоскости сланцеватости или слоистости горной породы, ось *C* перпендикулярна к ним. Ось *a* идет в направлении поперечного разлома горной породы (по падению), а ось *b* — продольного (по простиранию). По отношению к этим осям строения ориентируются направления основных кристаллографических элементов зерен, слагающих эту породу. Разные наиболее распространенные типы ориентировки могут быть представлены в виде схемы (фиг. 24).

Близко к текстурным признакам подходят те особенности породы, которые зависят от степени и способа заполнения пространства слагающими породу минералами. Можно различать плотное, компактное строение, или текстуру, и пористое. Компактная текстура в изверженных горных породах преобладает. Сравнительно большой редкостью среди изверженных пород являются породы пористые. Среди них можно различать два основных типа в зависимости от того, образовались ли эти поры в условиях остывания глубинных кристаллически-зернистых пород или же в поверхностных потоках лавы.



Фиг. 25. Шаровая, или подушечная лава в спилитах. Блява, Южный Урал По В. А. Заварицкому, 1946.

Вверху — естественные выходы на вершинах холмов. Отдельные «подушки» достигают 1—1,5 м в поперечнике. Внизу — искусственное обнажение в железнодорожной выемке. Отдельные «подушки» имеют около 0,5 м в поперечнике

В первом случае мы имеем дело с друзовой или миаролитовой текстурой: в массе породы остаются пустоты, первично не заполненные минеральными веществами и ограниченные более или менее хорошо образованными гранями кристаллов, окружающих пустоту. Кристаллы, окру-

жающие пустоту, бывают нередко более крупных размеров. На стенках иногда нарастают минералы пневматолитического происхождения. При вторичных процессах, такие миаролитовые пустоты могут быть заполнены вторичным веществом, например карбонатами, но иногда они остаются и ничем не заполненными.

В эффузивных горных породах поры, возникшие вследствие присутствия в вязкой магме пузырьков газа, имеют округлую форму этих пузырьков — шарообразную или эллипсоидальную, иногда, вытягиваясь в



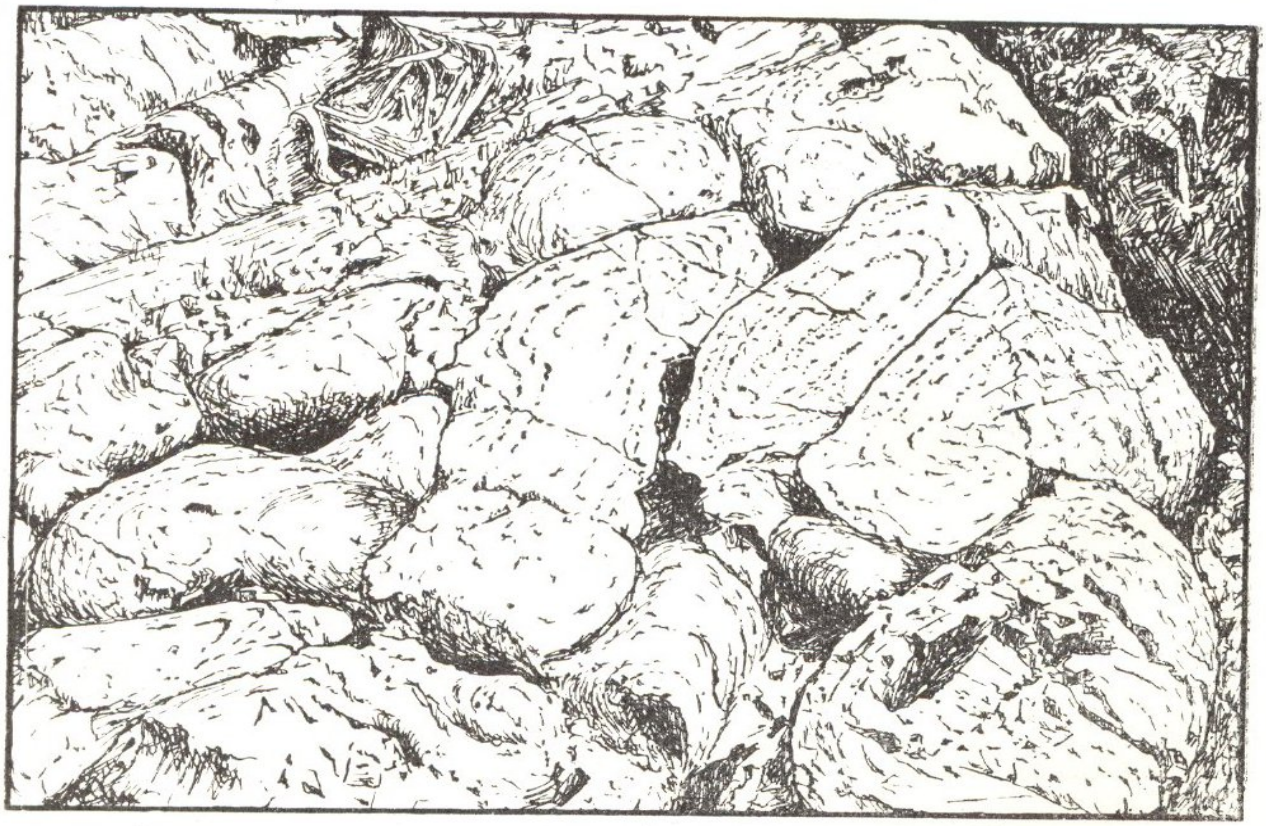
Фиг. 26. Шаровая лава с яшмой между «подушками». Остров Энглси, Западная Англия. По Хачу и Уэлсу, 1949.

Прослойки яшмы касается конец рукоятки молотка

направлении движения текущей лавы, принимают трубчатый вид. Такие же трубчатые поры получаются и вследствие восходящих движений газов в покрове лавы. В зависимости от количества пузырьков различают текстуры пористую и пузыристую, шлаковую и пемзовую. В более древних лавах поры почти всегда заполнены вторичными продуктами: кремнеземом (кварц, опал, халцедон), цеолитами и другими силикатами и карбонатами. Получаются, таким образом, текстуры миндалекаменные (мандельштейнов) или амигдалоидные. Формы пор и пузырьков в общем несколько различаются в эффузивных основных породах и в кислых. В первых они имеют более округлые правильные очертания, вероятно в связи с меньшей вязкостью таких лав.

Наконец, в эффузивных горных породах, обычно основного характера, излившихся в водных бассейнах, встречается иногда очень характерный способ заполнения пространства с одной стороны, генетически примыкающий к образованию пористых текстур, с другой,— по внешней форме

связывающий эти сингенетические, одновременные с возникновением самой породы особенности с явлениями отдельности. Это так называемые шаровые лавы (pillow lava). Вся масса породы разбивается в этом случае на отдельные сфероиды и имеет вид очень грубого конгломерата (фиг. 25, 26, 27). Цементом сфероидов являются или вторичные продукты, или иногда даже чуждый материал осадочного происхождения, попавший между сфероидами во время или вскоре после их образования. Образование шаровых лав (пиллоу-лав) объясняют явлением своего рода сфероидального состояния жидкости. Лава, вылившаяся во время под-



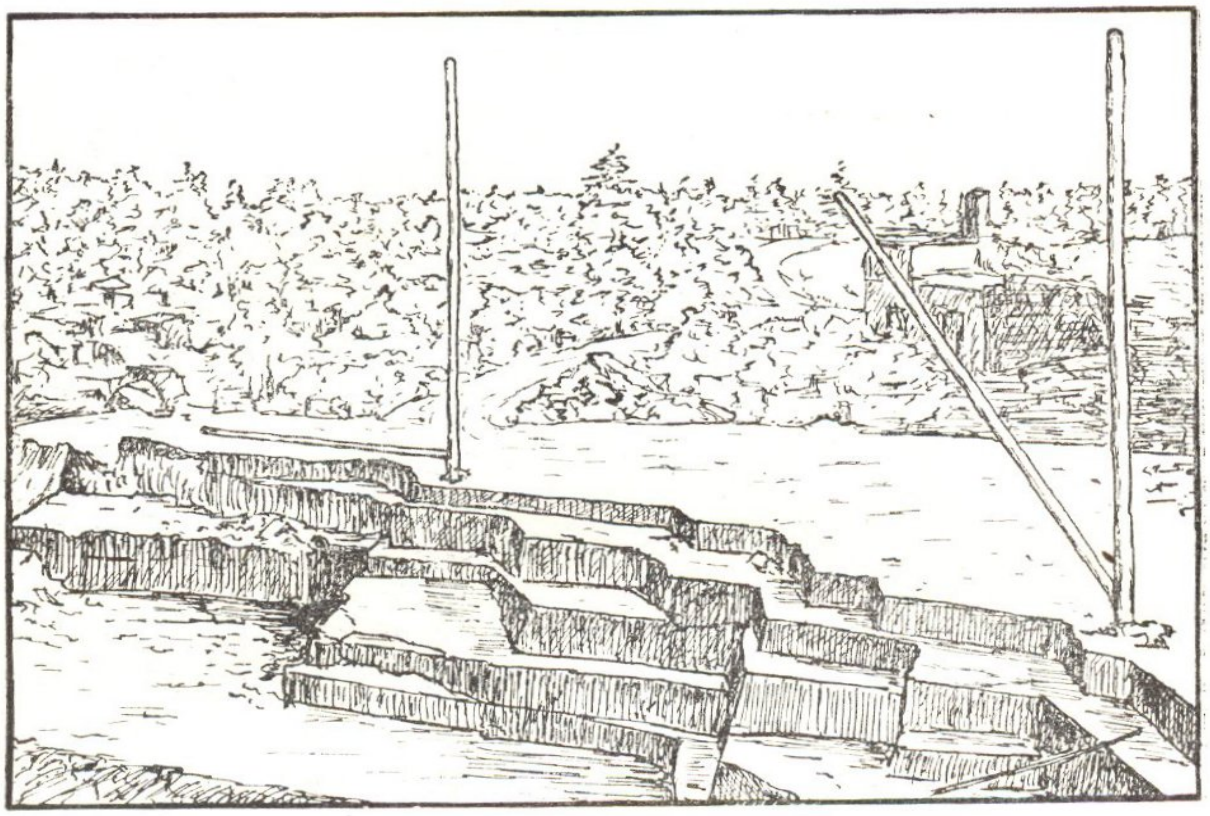
Фиг. 27. Шаровая лава. Тайваллич, Аргиллшир, Шотландия. По Холмсу (русский перевод, 1949).

Характерной особенностью является концентрически-зональное расположение миндалин в каждой «подушке»

водного извержения, как бы разбивается на отдельные гигантские капли, окруженные слоем пара и перекатывающиеся в таком состоянии по дну. Застывая, этот агломерат и образует поток шаровой лавы. Разделению массы лавы на отдельные тела благоприятствует образование на поверхности потока тонкой коры, которая трескается, и незастывшая масса лавы, выступая по этим трещинам, вместо сплошного потока превращается во множество отдельных мелких потоков, открывающихся от главной массы. Каждый сфероид (pillow) представляет собой в известной степени самостоятельное, независимое от соседних образование. Очень характерно в связи с этим расположение пузырьков в таких телах: они располагаются концентрически, следуя очертаниям сфероида. Размеры сфероидов чаще всего измеряются несколькими дециметрами. Центральная их часть часто обладает иной структурой, чем периферическая, обнаруживающая следы более быстрого охлаждения.

Шаровые лавы распространены в породах группы спилитов. Они сопровождаются морскими осадками, что и указывает на их подводное образование. Известны, однако, случаи, когда такая текстура наблюдалась и в неглубоких интрузиях, которые внедрились, по-видимому, в еще богатый первичной влагой осадок на дне моря.

Образование сфероидов лавы указанным выше путем очевидно происходит в определенных условиях давления и, следовательно, на некоторой определенной глубине. Если пиллоу-структуру объяснять сфероидальным состоянием, то можно судить о пределе глубины образования таких



Фиг. 28. Пластовая, или плитообразная отдельность в граните. Саливан, Мэн, США. По Хачу и др., 1949.

лав. Газовая оболочка вокруг сфероидов возможна при соприкосновении нагретой до 310° лавы с чистой водой до глубины 970 м; в морской воде глубина должна быть меньше.

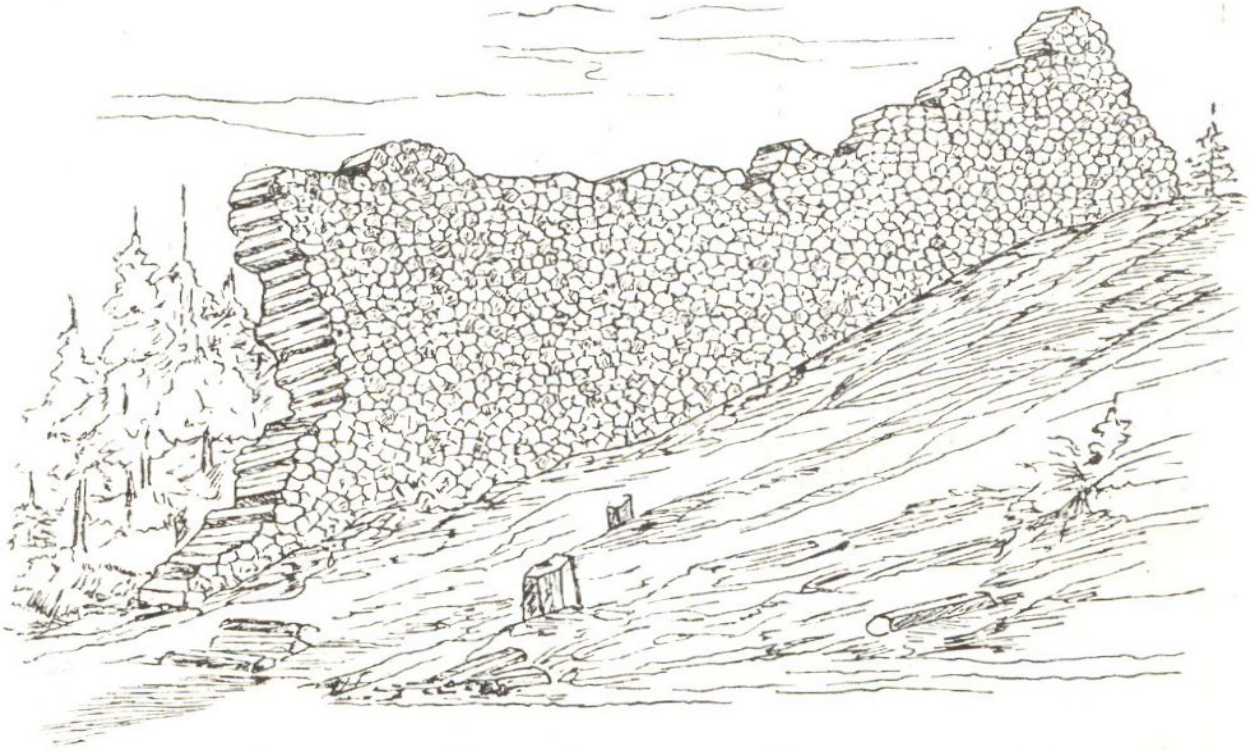
На очень больших глубинах, при высоком давлении, излияния основной лавы происходят в условиях, напоминающих интрузию магмы в слоях земной коры под давлением кровли. Некоторые авторы видят в этом причину сходства интрузивных диабазов с продуктами базальтовых подводных извержений.

ПЕРВИЧНАЯ ОТДЕЛЬНОСТЬ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Вследствие растягивающего усилия при движении (течения), а также контракционных натяжений во время остывания только что затвердевшей породы и других причин, действовавших во время ее образования, в ней возникают трещины первичной отдельности, прежде всего трещины растяжения. Контракционные трещины связаны с сокращением массы породы и ориентированы перпендикулярно по отношению к направлению

сокращения. Направление же сокращения связано с положением охлаждающей поверхности и со скоростью охлаждения.

При медленном остывании глубинных интрузивных тел вся масса породы остывает как одно целое. Возникают трещины по окраинам массива, параллельные контактам с боковыми породами, и получается плитообразная отдельность (фиг. 28), тем более тонкая, чем быстрее происходит охлаждение. Если еще при этом возникают трещины, перпендикулярные контактам, отдельность принимает форму параллелепипедальную.



Фиг. 29. Столбчатая отдельность у дайки базальта «Чортова стена» в Ошице, Чехия.

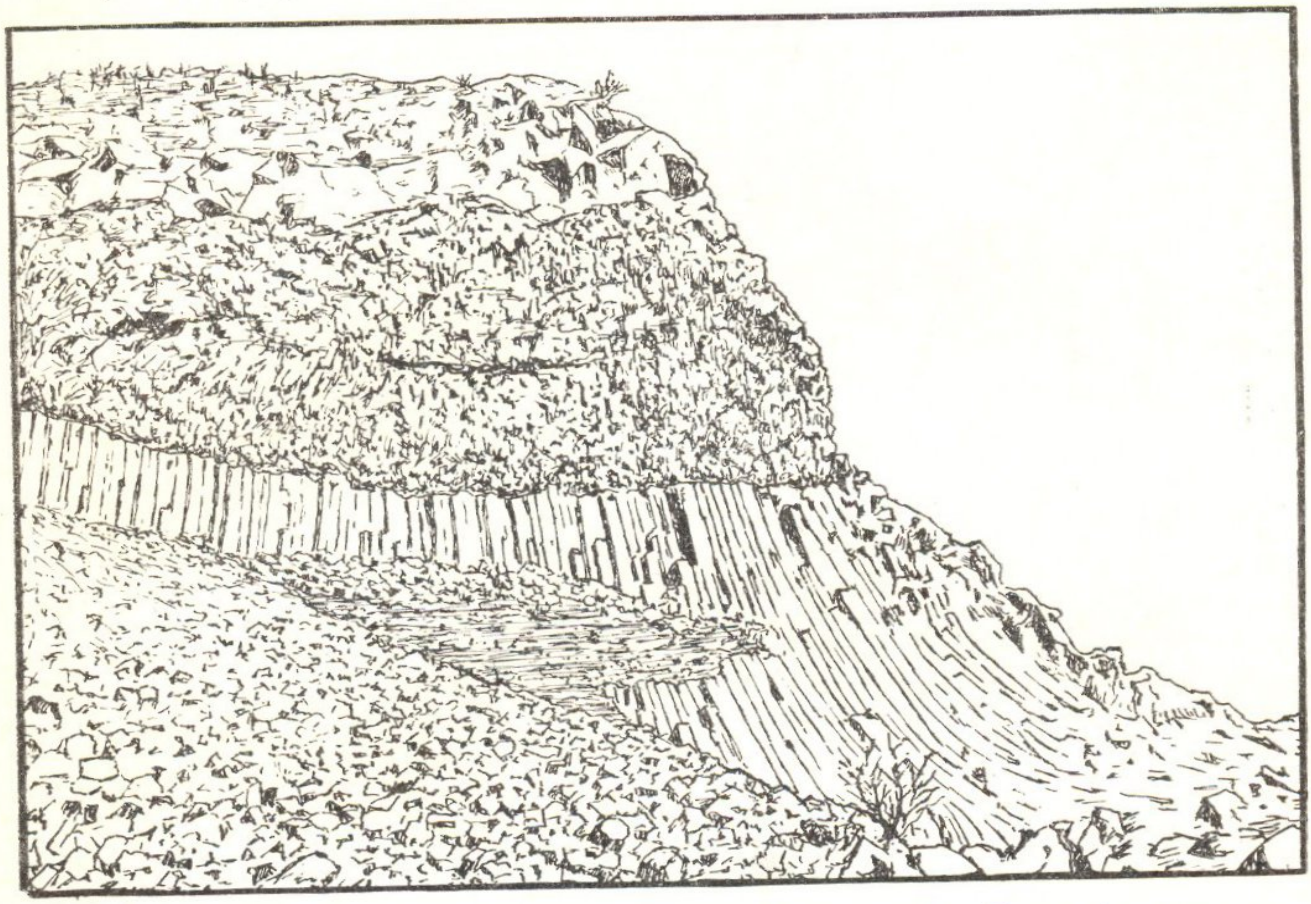
В отличие от столбчатой отдельности в потоках или покровах, столбы располагаются здесь горизонтально и выход дайки имеет вид поленницы.

При остывании пластообразных тел интрузивных залежей, потоков и т. д. сокращение в плоскости потока, более сильное, чем в перпендикулярном направлении, вызывает сильное развитие трещин, перпендикулярных поверхности потока или зальбандам жил (фиг. 29), и возникает отдельность призматическая или столбчатая, которой столбы располагаются, как шашки торцовой мостовой.

Правильная колоннада прилегающих один к другому призматических столбов в потоках и покровах лавы, в высоту достигающая десятков метров, сверху обычно покрывается, наподобие энтаблемента архитектурных сооружений, сперва слоем, где призматическая отдельность становится неправильной, состоя из искривленных и расходящихся и в то же время менее толстых столбов, переходящих еще выше в грубопризматическую или глыбовую отдельность, и наконец, следует шлаковый верхний слой (фиг. 30, 31). Поверхность граней призм столбчатой отдельности потока часто неровная и разделяется на сегменты, иногда удивительно правильные и равномерные. Широкую известность получили базальты со столбчатой отдельностью (фиг. 32). Хорошо известна так называемая «мосто-

вая гигантов» в Северной Ирландии. Многочисленные примеры такой отдельности можно видеть у нас в мощных лавовых потоках в Закавказье (фиг. 30); прекрасный образец представляет, например, лавовый поток Млетского спуска по Военно-Грузинской дороге.

Указанное строение потоков объясняется условиями охлаждения при потере тепла, происходящей неодинаково в разных направлениях.



Фиг. 30. Столбчатая отдельность в андезито-базальтах. Баш-Гарни, Армения.
Характерна для средней части потока. В покрывающих его слоях неправильно-глыбовая отдельность.

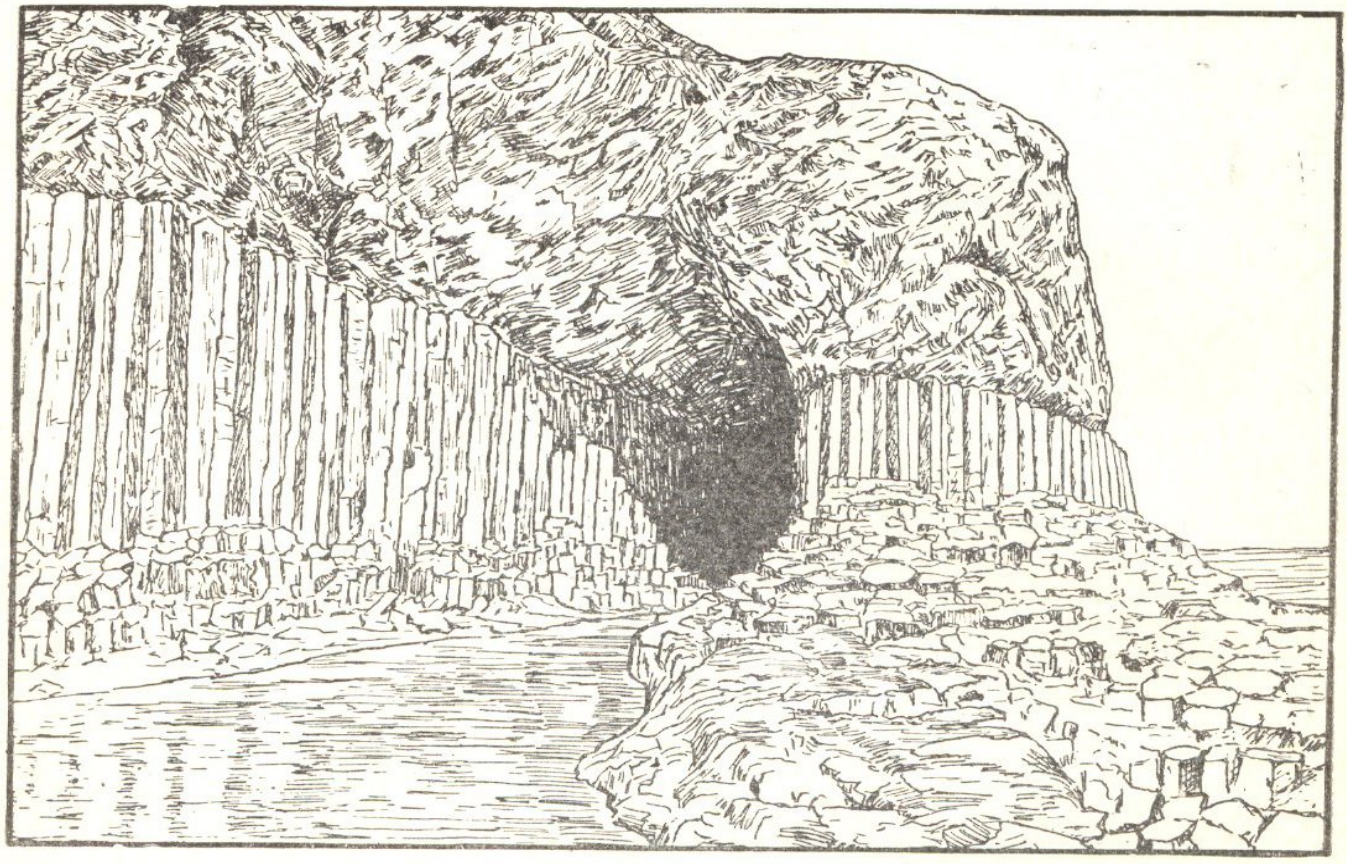
Некоторые авторы считают, что при образовании призматической отдельности имели влияние конвекционные токи, возникающие в охлаждающихся слоях жидкости.

При быстром охлаждении наружной части в жилах преимущественно основных горных пород (диабазов) возникает шаровая отдельность. В этом случае стяжение происходит около многих центров и вокруг них развиваются концентрические трещины, разбивающие породу на скорлупы, облекающие одна другую. Из шаров, сложенных подобными скорлупами, и слагается масса породы. Шары различных диаметров — от размера кулака до измеряемых метрами (фиг. 33). Не надо их смешивать со сфероидами пиллоу-лав.

Сходным с образованием шаровой отдельности представляется происхождение перлитовой текстуры (см. ниже, фиг. 137*б*, 138). Перлитовая текстура развивается в вязких стеклах, преимущественно кислых, и состоит из сети тонких микроскопических трещинок, разбивающих стекловатую массу на совокупность округлых телец (перлов), состоящих каждое

из концентрических скорлуп. Размеры таких округлых телец небольшие — от горошины (и меньше) до нескольких сантиметров. Возникновение их связано с натяжениями при остывании.

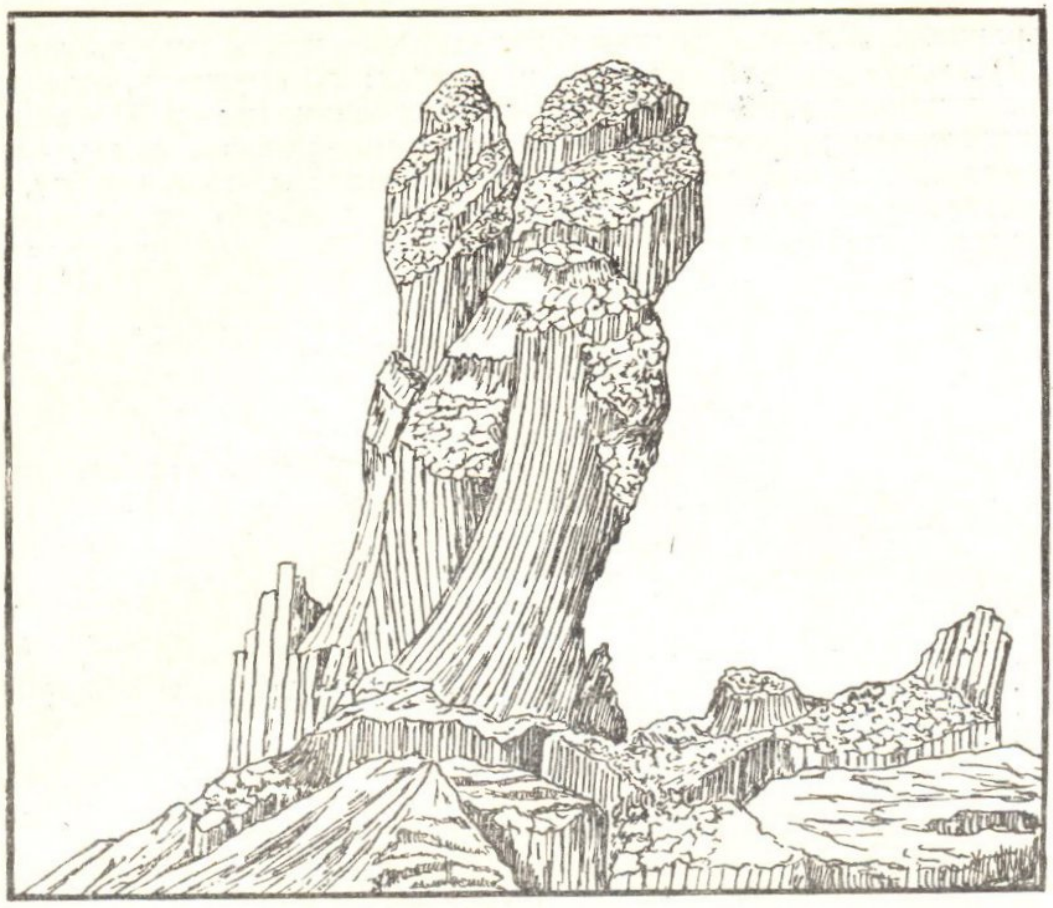
Изредка встречается в эффузивных изверженных породах, также относительно богатых стеклом, своеобразная шариковая текстура, когда из массы породы выделяются и могут быть легко выбиты или даже выпадают



Фиг. 31. Столбчатая отдельность в базальтах. Фингалова пещера на острове Стаффа, Западная Шотландия. По Неймайру, 1904.

сами собой при выветривании небольшие правильные шарики. Микроскоп показывает, что эти шарики возникли в уже затвердевшей массе, так как направление флюидального расположения микролитов проходит через них, не претерпевая нарушений. Отличие вещества шариков, по составу вполне одинаковых со вмещающей массой, лишь в том, что стекло в них слегка начало кристаллизоваться с образованием мельчайших кристаллитов. В данном случае такая зачаточная раскристаллизация равномерно распространялась около некоторых центров во все стороны, давая сферические формы. Ее было, однако, достаточно, чтобы вызвать некоторое сокращение захваченного ею объема, и это и приводит к отделению шарика от вмещающей массы.

Отдельность в изверженных горных породах является важным признаком для выяснения их тектонических отношений к окружающим образованиям. В последнее время более подробно разработан Клоосом и другими исследователями вопрос о тектонике гранитных массивов и о тех трещинах отдельности, которые с ней связаны.

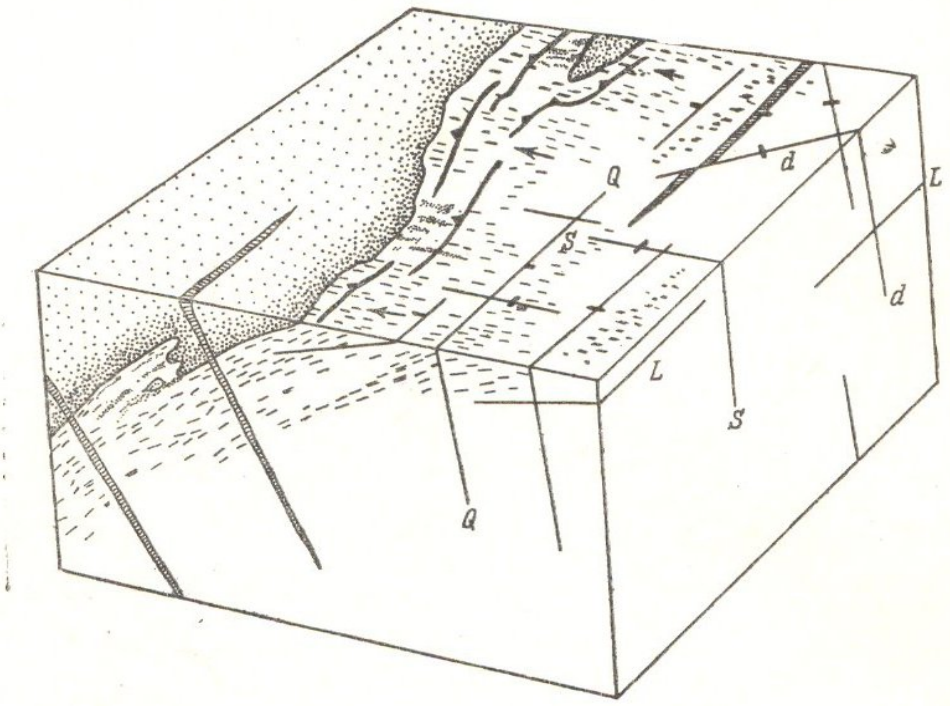


Фиг. 32. Столбчатая отдельность. Базальтовый столб на острове св. Елены



Фиг. 33. Концентрически-скорлуповатая или шаровая отдельность в диабазах. Блява, Южный Урал. Видно образование ее из параллелепипедальной отдельности. По В. А. Заварицкому, 1916.

В гранитах и других зернистых горных породах можно различить (фиг. 34) следующие три основные плоскости: 1) плоскость, отвечающую слоистости или сланцеватости (S), существование которой обусловлено субпараллельным расположением главных минералов породы, особенно полевых шпатов и слюд; спайность этих минералов, по-видимому, играет существенную роль в образовании этой отдельности; 2) плоскость пластовой отдельности (L), близкую к горизонтальной, т. е. перпендикулярную



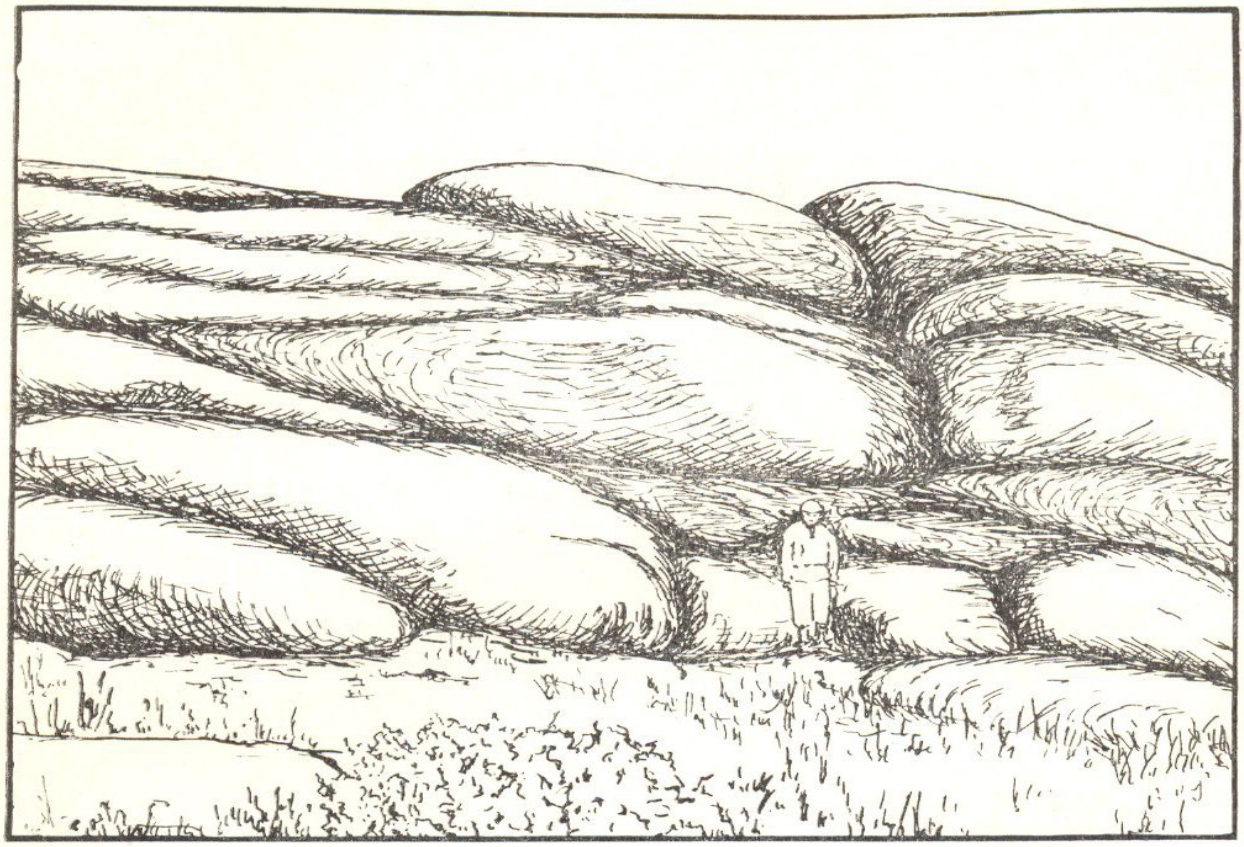
Фиг. 34. Расположение главнейших трещин первичной отдельности в интрузивной породе. По Хачу и др., 1959.

S — продольные трещины, идущие по направлению линий течения или ориентировки удлиненных кристаллов и шлиров; L — трещины пластовой отдельности, идущие почти горизонтально; Q — поперечные трещины, идущие поперек линий течений, большей частью открытые или заполненные жилами; d — диагональные трещины.

направлению силы тяжести; согласно этой плоскости гранит разбивается на плитообразные и матрацевидные отдельности (фиг. 28, 35); 3) поперечную плоскость (Q), перпендикулярную первой плоскости; она также крутопадающая; по ней в особенности часто следуют аплитовые, пегматитовые и порфировые жилы, нередки сбросы и сдвиги; 4) диагональные плоскости, делящие углы, образованные плоскостями 1 и 3. По своим особенностям плоскость S обнаруживает следы сжатия, плоскость Q, наоборот, растяжения. Предполагают поэтому, что давление, действовавшее на гранитную массу, было направлено более или менее перпендикулярно к S и, следовательно, параллельно Q. Движение (течение) магмы происходило перпендикулярно плоскости Q; поэтому эта плоскость отдельности и называется поперечной; ее возникновение связывают с растягивающими усилиями, развивающимися при течении. Не всегда эти три основные плоскости достаточно ясно выражены; иногда вместо ясной сланцеватости мы наблюдаем лишь линейную текстуру с расположением минералов в одном направлении, более или менее перпендикулярном плоскости Q. Это типичный случай, когда присутствуют только ли-

нии течения. Иногда значение плоскостей *S* и *Q* стушевывается вследствие значительного развития диагональных трещин, как это наблюдается, например, в Тагильском дунитовом массиве на Урале.

При изучении каждого массива изверженной породы нельзя упускать из вида особенности его отдельностей, наряду с теми признаками директивной текстуры, о которых уже было сказано выше.



Фиг. 35. Матрацевидная отдельность в граните. Гора Аркат к югу от Семипалатинска. По В. А. Обручеву, 1947.

Изучение закономерностей распределения текстур внутри массивов или экструзивных и эффузивных масс составляет уже предмет не петрографии, а структурной геологии.

ПЕРЕЧЕНЬ ГЛАВНЕЙШИХ СТРУКТУР

В заключение сказанного о структурах и текстурах перечислим еще раз главнейшие из них. Для различных главных типов изверженных горных пород, основных и кислых, характерны разные структуры, и мы их отметим отдельно.

Начнем с зернистых полнокристаллических структур и сначала с равномернозернистых.

Для кислых пород характерны:

1. Гранитовая структура с резко выраженным ксеноморфизмом кварца, являющегося последним выделением (фиг. 121, 122, 132).

2. Гранулитовая структура, или аплитовая. Ксеноморфизма кварца не видно. Он и щелочный полевой шпат одинаково идиоморфны

или даже местами кварц более идиоморфен (собственно гранулитовая структура, фиг. 130).

3. Пегматитовая (и микропегматитовая) структура. Существенное участие в образовании породы принимают пегматитовые сростки обычно кварца и полевого шпата (фиг. 129).

4. Призматически- или таблитчато-зернистая «трахитоидная» структура, характерная для некоторых бескварцевых или с малым его содержанием пород. Общий облик структуры определяется преобладанием призматически развитых или таблитчатых кристаллов полевого шпата (фиг. 108, 111, 113*а*, 142*б*, 143, 162*б*, 166, 168, 171*а*).

5. Пойкилитовая структура. Мало распространена в кислых породах. Характеризуется развитием пойкилитовых вростков (фиг. 173*а*).

В основных и частью средних существенно полевошпатовых породах встречаются структуры:

6. Монцонитовая с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к ортоклазу и при отсутствии кварца (фиг. 147).

7. Габбровая. В породах из плагиоклаза и бисиликатов характеризуется почти одинаковым идиоморфизмом этих составных частей. В разных участках шлифа то тот, то другой минерал более идиоморфен (фиг. 52, 55*а*, 57*а*).

8. Друзитовая, или венцовая (фиг. 55*б*, 64). Последовательно образующиеся минералы нарастают на ранее выделившиеся в виде корок (в шлифе окружая их венчиками). Наиболее обычно обрастание оливина ромбическим пироксеном.

9. Офитовая, или диабазовая. Плагиоклаз, идиоморфен по отношению к пироксену, который выполняет промежутки между идиоморфными призмами или таблицами плагиоклаза. При этом можно различать разновидности структуры:

а) размеры зерен плагиоклаза и пироксена более или менее одинаковы; каждый отдельный промежуток между призмами плагиоклаза занят обычно одним неделимым авгита — собственно диабазово-офитовая структура (фиг. 65*а*, 66*б*, 67*а*);

б) плагиоклазовые кристаллы значительно мельче авгитовых зерен и заключаются в них в виде пойкилитовых вростков — пойкилоофитовая структура (фиг. 65*б*, 67*б*);

в) зерна авгита меньше отдельных промежутков между плагиоклазовыми кристаллами, и каждый из таких промежутков занят обычно несколькими зернами авгита — гранулито-офитовая; Холмс (1918) называет ее intergranular texture; вследствие частого нахождения ее в долеритах ее можно назвать собственно долеритовой структурой (фиг. 66*а*, 75*а*);

г) в некоторых случаях в диабазовых породах вместе с авгитом в промежутках между плагиоклазами попадаются отдельные участки стекла или полустекловатой основной массы; такая структура называется толеитовой. Если стекла много и оно, наконец, вытесняет авгит, то структура переходит в гиалоофитовую (см. ниже).

Ультраосновные бесполевошпатовые породы обладают структурами:

10. Панидиоморфнозернистой, особенно в мономинеральных породах (фиг. 88*а*, 89*а*, 96*б*, 99*а*, 100*а*).

11. Пойкилитовой, когда распространены вростки этого рода. Характерна для некоторых бесполевошпатовых основных пород (фиг. 95*а*, 96*а*, 97, 98*б*).

12. Сидеронитовой, характеризующейся резким ксеноморфизмом магнетита (вообще рудного минерала), цементирующего зерна силикатов (фиг. 87, 91а, 92*а*, 101).

Кроме этих структур, можно среди неравномернозернистых типов различать структуры:

13. Порфировидную, когда некоторые более крупные кристаллы одного или нескольких минералов выделяются наподобие порфировых выделений (фиг. 71*а*, 177*а*).

14. Криптовую, когда такие более крупные кристаллы так многочисленны, что соприкасаются между собой и оставляют разъединенные промежутки между ними, выполненные агрегатами более мелких зерен.

Все перечисленные выше структуры могут наблюдаться или в породах однородной массивной текстуры, или в такситовых породах, состоящих из участков разного состава или структуры.

Среди такситов различаем: 1) полосатые эвтакситы (фиг. 23); 2) атакситы из участков неправильной формы, по взаимным отношениям которых можно различать: а) брекчиевидные такситы (гистерогеновая шлировая текстура) и б) гломерокристаллические породы и, наконец, 3) особым типом такситов являются шаровые текстуры (фиг. 51).

Обращаясь к порфировым породам, мы среди них по структуре можем различать:

Во-первых, типы по размерам и присутствию фенокристаллов: а) эвпорфировые, б) микропорфировые и в) афировые.

В эвпорфировых по числу кристаллов можно различать разновидности: олигофировую, нормальный тип (для данного месторождения) и полифировую (в частности невадитовую).

Во-вторых, что особенно важно, мы различаем структуры основной массы, которые так же как в полнокристаллических породах, будут большей частью неодинаковы для пород кислых и основных.

В кислых породах развиты структуры:

1. Стекловатая, в случае решительного преобладания стекла. Структуру породы тогда называют витрофировой (фиг. 134*а*, 137*а*, 139*а*).

2. Микрофельзитовая — скрытокристаллическая, обычно как продукт расстеклования.

3. Сферолитовая, со значительным участием сферолитов (фиг. 135, 156).

4. Микрогранитовая (фиг. 127*а*, 136*а*).

5. Микрогранулитовая, или микроаплитовая (фиг. 127*б*, 136*б*).

6. Микропойкилитовая. Многочисленные микролиты полевого шпата сцементированы мезостазисом кварца, включающего их как пойкилитовые вростки (фиг. 134*б*).

В породах с преобладанием щелочного алюмосиликата, но не содержащих избытка кремнекислоты, характерны:

7. Ортофировая структура, образованная изометрическими очень мелкими микролитами полевого шпата без примеси или с ничтожной примесью аморфного стекловатого базиса.

8. Трахитовая, также почти или совершенно без стекла.

Микролиты вытянутых очертаний и располагаются обычно субпараллельно, прилегая один к другому (фиг. 155*а*, 157*а*, 158*а* и *б*, 160*б*).

а) В нефелинитовой или фонолитовой структуре, близкой к трахитовой, микролиты нефелина, заменяющего полевой шпат, более укороченных очертаний (фиг. 178, 179*а*).

б) В породах фельдшпатидовых, где вместо нефелина имеется лейцит, вследствие его изотермических очертаний получается оцеллярова я структура, когда округлые кристаллики лейцита, обычно окруженные еще более мелкими микролитами эгирина или чешуйками слюды, образуют массу породы (фиг. 200).

Для основных пород характерны структуры:

Стекловатая, являющаяся здесь более редкой, чем в кислых породах.

9. Вариолитовая структура, представляющая собой разновидность сферолитовой структуры, встречающейся в основных породах (фиг. 82, 83). Состав сферолитов несколько отличается от состава включающей их основной массы. Вследствие этого сферолиты и основная масса неодинаково поддаются выветриванию и на поверхности, подвергшейся этому процессу, сферолиты выступают в виде оспин (вариолей).

10. Гиалопилитовая — гипокристаллическая структура со значительным содержанием стекла в основной массе. Многочисленные микролиты склеены стеклом, или, как говорят, они образуют как бы войлок, пропитанный стеклом. Характерна для андезитов и иногда называется андезитовой (фиг. 116, 117, 118*б*, 120).

11. Интерсертальная структура характеризуется обычно несколько более крупными микролитами, чем в типичной гиалопилитовой структуре, и меньшим количеством стекла. Микролиты полевого шпата, беспорядочно расположенные, образуют как бы канву, в промежутках между ними заключены другие минералы: авгит, магнетит и стекло или продукты его разложения (фиг. 77*а*). В случае отсутствия последнего структуру можно назвать микродолеритовой (фиг. 76).

12. Гиалоофитовая структура представляет особую разновидность интерсертальной структуры с крупными микролитами плагиоклаза, в промежутках между которыми зажато стекло; другие микролиты обыкновенно отсутствуют.

13. Пилотакситовая структура подобна трахитовой структуре кислых пород, но здесь микролиты представлены не щелочным полевым шпатом, а плагиоклазом, и кроме того, присутствуют в существенном количестве авгит и магнетит (фиг. 80*б*).

13а. Спилитовая структура, которую иногда указывают в тонкозернистых диабазах, в сущности есть гиалопилитовая пилотакситовая и частью микродиабазовая структура этих плотных диабазов (т. е. пород афировых). Спилиты состоят главным образом из микролитов альбитизированного плагиоклаза и хлорита, и первоначальная структура их несколько стушевывается (фиг. 86).

14. Микродиабазовая структура тесно связана с интерсертальной и микродолеритовой. Подобна диабазовой, но более мелкозернистая.

15. Микродиоритовая и микрогаббровая структура характерны для основной массы жильных пород (фиг. 71).

В основной массе, обычно трахитовой, пилотакситовой и иногда гиалопилитовой, наблюдается флюидальная текстура, выраженная в расположении микролитов полевого шпата, даже в том случае, когда эта основная масса однородна.

В породах неоднородного состава или структуры флюидальная текстура проявляется в чередовании полос более или менее правильных — это настоящие эвтакситы. В атакситах участки разного состава неправильны и порода имеет иногда брекчиевидную текстуру.

Для пород стекловатых иногда характерна перлитовая текстура (фиг. 137*б*, 138). Вообще в горных породах порфировой структуры, эффузивных, иногда встречаются, кроме массивной однородной текстуры,

еще такие, как пористая и пузыристая (фиг. 203*б*, 206*б*), шлаковая, пемзовая и, наконец, сфероидальная.

Микроструктура основной массы эффузивных горных пород является чрезвычайно важным диагностическим признаком. В измененных палеотипных горных породах, где первоначальный минеральный состав свежей породы утрачен или претерпел сильные изменения, судить о вещественном составе такой горной породы часто невозможно. Реставрируя микроструктуру основной массы и сравнивая ее с микроструктурой основной массы свежих неизмененных типов, мы можем делать некоторые заключения о принадлежности сильно измененных горных пород к тому или другому типу.

Глава III

ВОЗРАСТ И ЗАЛЕГАНИЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД КАК ОСНОВА КЛАССИФИКАЦИИ

ВОЗРАСТ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Всякая горная порода не только представляет собой минеральный агрегат, она является также материалом, из которого образованы части земной коры, принимающие то или иное участие в ее строении. Поэтому геологическая роль горных пород, формы их залегания и отношение к окружающим массам других пород также являются признаками, которые должны быть приняты во внимание при изучении и классификации горных пород. Совершенно понятно, что в стремлении построить естественную генетическую классификацию изверженных горных пород петрографы не могли не оценивать значения геологических условий образования горных пород. В начале развития геологической науки, когда вместо актуалистического принципа принималось, что в различные периоды истории Земли ее состояние и условия образования горных пород были резко различны, естественно было видеть и причину различий горных пород в различии их геологического возраста. Таким образом, геологический возраст в первый период развития петрографии служил основой классификации. Но и позднее изверженные эффузивные породы, палеозойские и новейшие (третичные и послетретичные), разделялись на две разные генетические группы, даже несмотря на их очевидное сходство, и это различие нашло себе выражение и в петрографической терминологии.

По возрасту отличали более древние палеозойские кварцевые порфиры от новейших липаритов, ортофиры от трахитов, порфириты от андезитов, мелафиры от базальтов, диабазы от долеритов. Однако тождество многих древних и новых пород было давно настолько очевидным, что многие петрографы возражали против такого деления по возрасту. В английской петрографической литературе двойственная в зависимости от возраста терминология, которую мы встречаем на континенте Европы, давно оставлена, и там мы видим, что термины риолиты или долериты применяются одинаково как к молодым, так и к палеозойским породам. Из английских петрографов впервые настаивал на этом Олпорт (1874). То же мы встречаем и у американцев. В среднеевропейской, а также в русской литературе эта двойственность сохранилась до сих пор.

Двойственность названий для палеозойских, с одной стороны, и новейших пород, с другой, является в известной степени пережитком прошлых, уже по существу оставленных петрологических представлений. Поэтому мы не находим этой двойственности в группах пород, выделенных в более новое время, когда эти представления уже были оставлены. Таковы группы трахиандезитов, трахибазальтов и др.

Главное объективное различие, которое существует между палеозойскими эффузивными породами соответствующими им более новыми —

это степень измененности под влиянием позднейших, вторичных процессов. В общем, естественно, палеозойские породы являются более измененными. Если этому признаку более значительного изменения придавать классификационное значение, то можно отчасти оправдать двойственную номенклатуру пород, но ее нужно будет применять в зависимости от общего облика пород, от степени вторичных изменений, а не от возраста. Вместо древних палеовулканических пород и новых неовулканических с этой точки зрения можно различать, как это было предложено Брёггером (1894$_1$), породы палеотипные и кайнотипные. Среди палеозойских пород мы можем встретить в некоторых случаях, например, кайнотипные базальты или андезиты, а среди кайнозойских, наборот, породы палеотипные. Иногда для обозначения палеозойских кайнотипных пород употребляют название последних с приставкой слова «палео», например палеобазальты, палеоандезит, палеодолерит и т. д., а некоторые исследователи, например Лоссен (1883), А. Е. Лагорио (1897), предлагали также употреблять приставку «мезо» для соответствующих пород мезозойских, например мезолипарит и т. д.

В Центральной Европе, где возникло и утвердилось деление на новые и древние породы, различия между ними достаточно резкие. Здесь древние породы подверглись сравнительно значительным изменениям и отчетливо отличаются по облику от совершенно свежих новых пород. В этих особенностях геологии Центральной Европы находили объяснение отличиям петрографической номенклатуры на континенте Европы и в Англии, где гораздо раньше обращено было внимание на сходство древних и новых пород.

В России еще в начале семидесятых годов А. П. Карпинский (1873) отрицал значение для петрографической классификации геологической древности. Однако, под влиянием главным образом руководств Циркеля (1866) и Розенбуша (1877), у нас утвердилась номенклатура с различными названиями для «древних» и «новых» вулканических пород: порфириты и андезиты, порфиры и трахиты и т. д.

В настоящее время то положение, на котором в начале научной деятельности Карпинского надо было настаивать, сделалось общепризнанным, и двойственная номенклатура для вулканических пород употребляется лишь в том смысле, как это было предложено Брёггером.

Породы «палеотипные» отличаются от «кайнотипных» главным образом некоторыми изменениями, которые в них происходят со времени их образования. Происходящие в них превращения заключаются, во-первых, в том, что некоторые минералы подвергаются видоизменению, часто связанному, вероятно, с распадом твердых растворов, во-вторых, происходит новообразование некоторых вторичных минералов. Следующие превращения являются наиболее важными.

Щелочной полевой шпат в кайнотипных породах представлен свежим на вид, прозрачным калиевым санидином и таким же калинатровым полевым шпатом. При своем изменении он превращается в ортоклаз, микропертит, иногда, по-видимому, под влиянием давления — в микроклин. Ортоклаз отличается, кроме оптических свойств, матовым, в шлифе более или менее помутнелым видом, а макроскопически обычно также желтоватой и красноватой окраской, зависящей от тонко распределенной пыли окислов железа. Их появление в этом виде связывает с выделением их из твердого раствора в полевошпатовом веществе. Образование микропертитов является еще более резким примером того же процесса.

Плагиоклазы кайнотипных пород также блестящи и стеклянно-прозрачны («микротин»). В их фенокристаллах очень распространено

зональное строение. При изменении их также появляется муть, но за счет разложения анортитовой молекулы образуются минералы эпидотовой группы, частью пренит, окрашивающий плагиоклазы не в красный, а в зеленоватый цвет, столь распространенный в плагиоклазах палеозойских пород. По-видимому, происходит также диффузия, сглаживающая резкость зонального строения. Разложение плагиоклаза сильнее сказывается в более основных членах этого ряда. В связи с перегруппировками в кристаллах может появиться двойниковое строение.

Менее заметны изменения в пироксенах, в которых также появляются признаки распада и иногда образования вторичных минералов. Очень распространенный в новейших вулканических породах пижонит с малым углом оптических осей превращается, по-видимому, в моноклинный пироксен, близкий к диопсиду. Оливин, наоборот, легко подвергается серпентинизации. Лейцит всегда превращается в тонкую смесь ортоклаза и серицита. Нефелин несколько более устойчив, но тоже легко серицитизируется.

Характерные изменения претерпевает стекло кайнотипных изверженных пород. Неизмененные вулканические стекла макроскопически имеют вообще темный цвет; кислые более прозрачны, основные более густо окрашены и мутны.

При рассматриваемых изменениях в породах кислые стекла превращаются в микрофельзит и принимают «каменистый» вид и обычно красноватую окраску вследствие выпадения окислов железа. В основных стеклах развиваются в значительном количестве хлоритовое вещество и силикаты эпидот-цоизитовой группы; смесь их зеленоватой окраски с красными тонами, обусловленными выпадением окиси железа, сообщает этим породам своеобразные фиолетовые тона; при преобладании вторичных силикатов над окислами окраска становится зеленоватой.

Образованию силикатов — хлорита, серицита, а также эпидота, актинолита, альбита и др. благоприятствует горообразующее давление. Породы претерпевают при этом такие изменения, при которых они приобретают так называемый «зеленокаменный» вид. Часто палеотипные породы изменены именно таким образом. М. А. Усов (1929 и 1935) придает большое значение различию между «зеленокаменным» перерождением пород и процессом изменений, которые были указаны выше и которым он придает название «диагенетических» изменений. Не всегда, впрочем, эти два типа изменений могут быть разграничены между собой в природе, и различие их отнюдь нельзя считать столь же существенным, как разделение пород на палеотипные и кайнотипные.

Развитие вторичных минералов — альбита, хлорита, эпидота и др.— в более сильно подвергшихся «зеленокаменному перерождению» основных горных породах приводит к почти полной или полной замене первичных минералов этими вторичными продуктами. Такие горные породы надо рассматривать уже как породы метаморфические. В тех случаях, когда они сохранили реликты первоначальной структуры настолько, что можно распознать первоначальную структуру, эти измененные породы можно называть по имени первоначальной палеотипной породы с прибавлением прилагательного «зеленокаменный». Так, мы можем говорить «зеленокаменный диабаз», «зеленокаменный порфирит» и т. д. Если при таком метаморфизме изверженной породы совсем утрачивается ее первоначальная структура и она представляет собой агрегат вторичных минералов указанной выше ассоциации, не позволяющий по структуре определить первоначальную природу изверженной породы, то эту горную породу мы называем «зеленокаменной породой» вообще.

Для пород палеотипных существуют два термина, имеющих очень широкий объем: порфиры и порфириты. Под названием порфиров в европейской (не английской) терминологии понимают породы порфировой структуры с преобладанием или значительным содержанием щелочного полевого шпата и сравнительно малым количеством цветного минерала; название «порфирит» употребляется для пород более меланократовых и с решительным преобладанием известково-натрового полевого шпата. Вследствие своей широты термины «порфиры» и «порфириты» требуют прибавления определяющего слова, уточняющего их смысл. Для того чтобы показать соответствие той или другой группы порфиров или порфиритов какому-либо виду кайнотипных пород, удобно пользоваться такими названиями, как, например, липаритовый порфир, трахитовый порфир, андезитовый порфирит, базальтовый порфирит и т. д. В этих двойных названиях термины «порфир» или «порфирит» указывают на то, что мы имеем дело с палеотипной уже измененной породой, а прилагательные «трахитовый», «базальтовый» и т. п. — на ее первоначальную природу, т. е. состав. В тех случаях, когда порода изменена настолько, что первоначальная природа не совсем ясна, остаются термины «порфир» и «порфирит» без прилагательных.

Эти термины несколько сглаживают ту двойственность в номенклатуре, которая была указана выше. Как мы уже говорили, эта двойственность, возникшая на почве геологических представлений, теперь оставленных, является пережитком, который используют, придавая старым терминам новый смысл.

Такие термины, как «трахитовый порфир», «базальтовый порфирит» и т. д., где существительные «порфир» или «порфирит» указывают на палеотипный облик горной породы с порфировой структурой, а прилагательные — на состав, отвечающий горной породе в неизмененном виде, уже входят постепенно в употребление в нашей литературе. Желательно пополнить эту терминологию для тех случаев, когда палеотипная эффузивная изверженная порода не имеет порфировых выделений. Это то, что макроскопически называют афанитовой или афировой структурой. Можно было бы употреблять в этом случае дополнительно прилагательное «афировый» и говорить об «афировых базальтовых порфиритах», но такое название громоздко, и вместо того, чтобы пользоваться двумя словами «афировый порфирит», можно ввести термин «афирит» и соответственно «афир». В этом случае палеотипные аналоги очень распространенных плотных афировых базальтов можно называть «базальтовыми афиритами», а палеотипные аналоги трахитов без порфировых выделений — «трахитовыми афирами». Для риолитовых афиров мы уже имеем синоним в термине «фельзит».

По существу различия между эффузивными породами разного возраста нет, и геологический возраст, таким образом, как основание классификации отдельных пород должен быть отвергнут.

Некоторое значение как классификационный признак имеет последовательность образования пород одного района, обусловленная их генетической связью. Уже довольно давно на взаимное отношение пород эффузивных, интрузивных и жильных обратил внимание Харкер (1909). Он считал, что развитие вулканической деятельности совершается в определенной закономерности. Обыкновенно началом ее являются излияния вулканических пород, образующие первую фазу, за ними следует интрузия значительных масс, образующих батолиты, и т. д. Это — вторая фаза. Наконец, третью фазу, замыкающую вулканический цикл, образуют интрузии небольших масс (minor intrusions) изверженных пород, жильных

или залегающих в форме небольших лакколитов и других интрузивных тел. Этому геологическому делению горных пород по относительному возрасту приблизительно соответствует, как мы видим, разделение на вулканические, плутонические и гипабиссальные породы.

Малые интрузии (лакколиты, а особенно дайки и интрузивные залежи) очень часто образованы породами с порфировой структурой и обычно с полнокристаллической микрозернистой основной массой. Эти породы также называют порфирами или порфиритами, но к этим терминам добавляют обыкновенно, как прилагательное, название глубинной (зернистой) породы, которой по составу отвечают эти порфиры или порфириты. Так, говорят: гранитовый порфир, сиенитовый порфир или диоритовый порфирит, габбровый порфирит и т. д. В английской номенклатуре термина «порфирит» нет, в обоих случаях для обозначения и порфиров и порфиритов говорят porphyry, например diorite porphyry. Таким образом, мы видим двоякое употребление терминов «порфир» и «порфирит»: 1) для обозначения палеотипных горных пород и 2) для обозначения порфировых фаций интрузивных горных пород.

В литературе, главным образом американской, термин porphyry употребляется и для обозначения интрузивных жильных фаций излившихся пород с прилагательным, образованным от названия этих последних; так, например, andesite porphyry обозначает не андезитовый порфирит, как палеотипную породу, а жильный андезит, залегающий не в потоке или другой вулканической массе, излившейся на поверхность, а интрудированный в трещины.

Наконец, термины «порфир» и «порфирит» употребляют с прилагательными, характеризующими минеральный состав, главным образом фенокристаллы (плагиоклазовый порфирит, роговообманково-андезитовый порфирит, кварцевый порфир и т. п.).

В понятие жильных пород Розенбуша (см. ниже), особенно для пород диасхистовых, также всходит представление о них, как о последних проявлениях вулканической деятельности, следующих за образованием интрузивных пород. Диасхистовые жильные породы представляли как последние остатки расщепления магмы. Таким образом, здесь опять в известном смысле выступает относительный возраст как элемент, определяющий положение группы в систематике.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Большее значение для систематики изверженных горных пород, чем возраст, имеют форма залегания и взаимные отношения изверженных пород и пород вмещающих. Учение о формах залегания изверженных пород составляет предмет структурной геологии (тектоники), и в курсе описательной петрографии мы только кратко напомним те типы интрузивных и эффузивных масс, которые являются характерными для той или иной группы изверженных пород. Наиболее простой и разработанной систематикой изверженных тел горных пород является систематика, выработанная американским геологом Дэли (1914), которую он дает в следующем виде.

Прежде всего различаются, конечно, формы залегания интрузивных и экструзивных тел (также эффузивных).

Интрузивные тела распадаются на два класса, в зависимости от механизма интрузии: тела инъецированные и тела глубинные или субъяцентные (subjacent). Для последних можно было бы также применить русский термин «подпирающие». Первые образовались путем

инъекции магмы под напором в трещины или между слоями пород. Вторые заняли свое место, заместив бывшие тут породы, которые были удалены при помощи магматического обрушения кровли (magmatic stopping). Их массы как бы подпирают налегающую сверху кровлю боковых горных пород.

Среди тел экструзивных различают продукты извержения трех типов: 1) трещинные излияния, 2) излияния вследствие разрушения кровли, 3) центральные извержения.

В некоторых случаях извержения могут повторяться и происходить в одном и том же пункте в несколько приемов; таким путем как среди интрузивных, так и среди эффузивных тел могут получиться образования повторные (multiple), если состав последовательных извержений одинаков и сложные (composite), если он различен. Разделение изверженных тел, по наиболее распространенной классификации Дэли, представлено ниже.

А. Инъецированные массы

1. Согласные инъекции (инъекции по плоскостям наслоения):
   1) Пластообразные интрузивные залежи или силлы, однородные и дифференцированные:
      а) интрузивные залежи: простые, повторные, сложные;
      б) межформационные интрузивные залежи.
   2) Лакколиты однородные и дифференцированные: простые (симметричные и асимметричные), повторные сложные, межформационные.
   3) Факолиты.
   4) Лополиты: простые и сложные.
2. Несогласные инъекции:
   1) Дайки однородные и дифференцированные: простые, повторные и сложные
   2) Изверженные жилы, шлировые жилы (одновременные).
   3) Апофизы и отпрыски.
   4) Жерловины (некки) однородные и дифференцированные.
   5) Кольцевые дайки и конусовидные жилы (слои).
   6) Бисмалиты.
   7) Хонолиты.
   8) Этмолиты.
   9) Сфенолиты.
   10) Харполиты.

Б. Глубинные массы

1. Штоки (stocks and bosses) однородные и дифференцированные: простые, повторные, сложные.
2. Батолиты однородные и дифференцированные: простые, повторные, сложные.

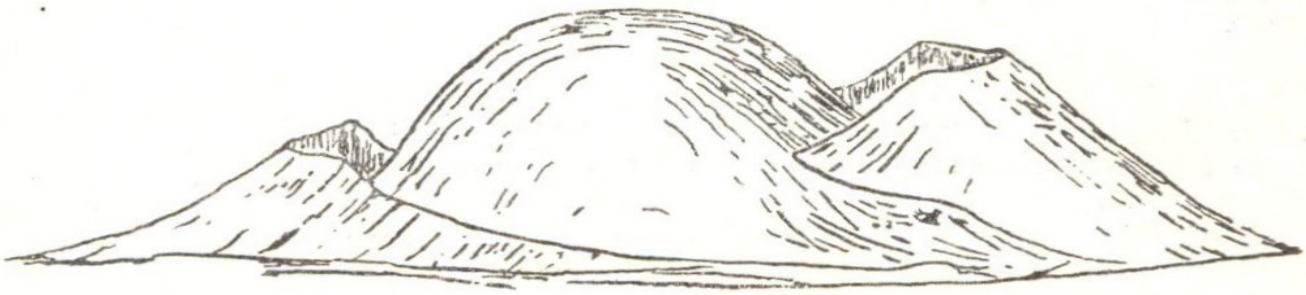
В. Экструзивные тела и излившиеся массы

1. Трещинные излияния: дайки, покровы (фиг. 36) и потоки.
2. Излияния при проплавлении кровли: покровы (потоки).
3. Центральные извержения:
   1) Жерловины (некки): а) туфовые, б) лавовые, в) сложные.
   2) Выступы, купола (фиг. 37), иглы (фиг. 38), кумуловулканы, сосцевидные выступы.
   3) Потоки, вылившиеся сверху, из боковой трещины или через отверстия в конце бокового канала (фиг. 39. 40. 41).



Фиг. 36. Лавовый покров, образовавшийся в результате трещинного излияния. Вулкан Лаки, Исландия. По Тиррелю (русский перевод, 1933).

Лава извержения 1783 г. Площадь покрова 570 км². Вид с птичьего полета. Трещина отмечается линией небольших конусов

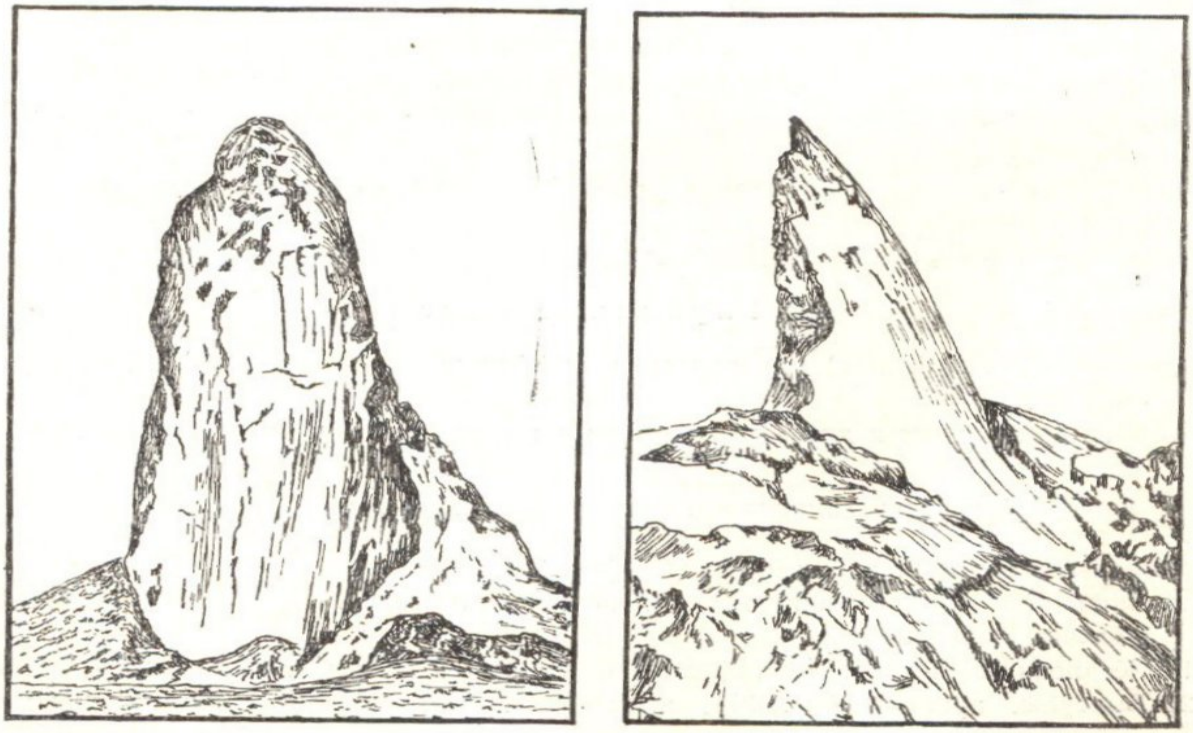


Фиг. 37. Трахитовый купол Большой Саркуи, Овернь, Франция. По Тиррелю, 1933.

Образовался в результате извержения вязкой лавы: окружен пепловым конусом.

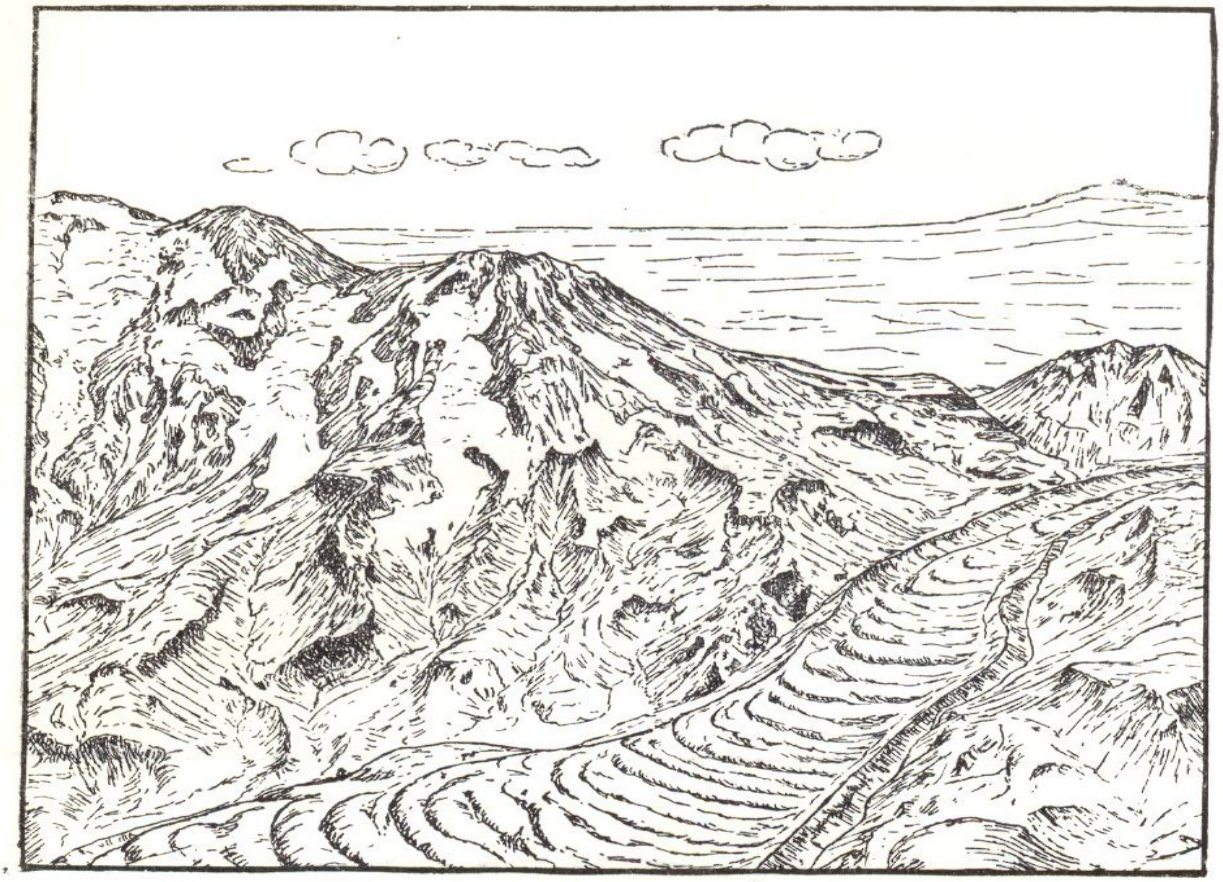
Фиг. 37. Трахитовый купол Большой Саркуи, Овернь, Франция. По Тиррелю, 1933.

Образовался в результате извержения вязкой лавы: окружен пепловым конусом

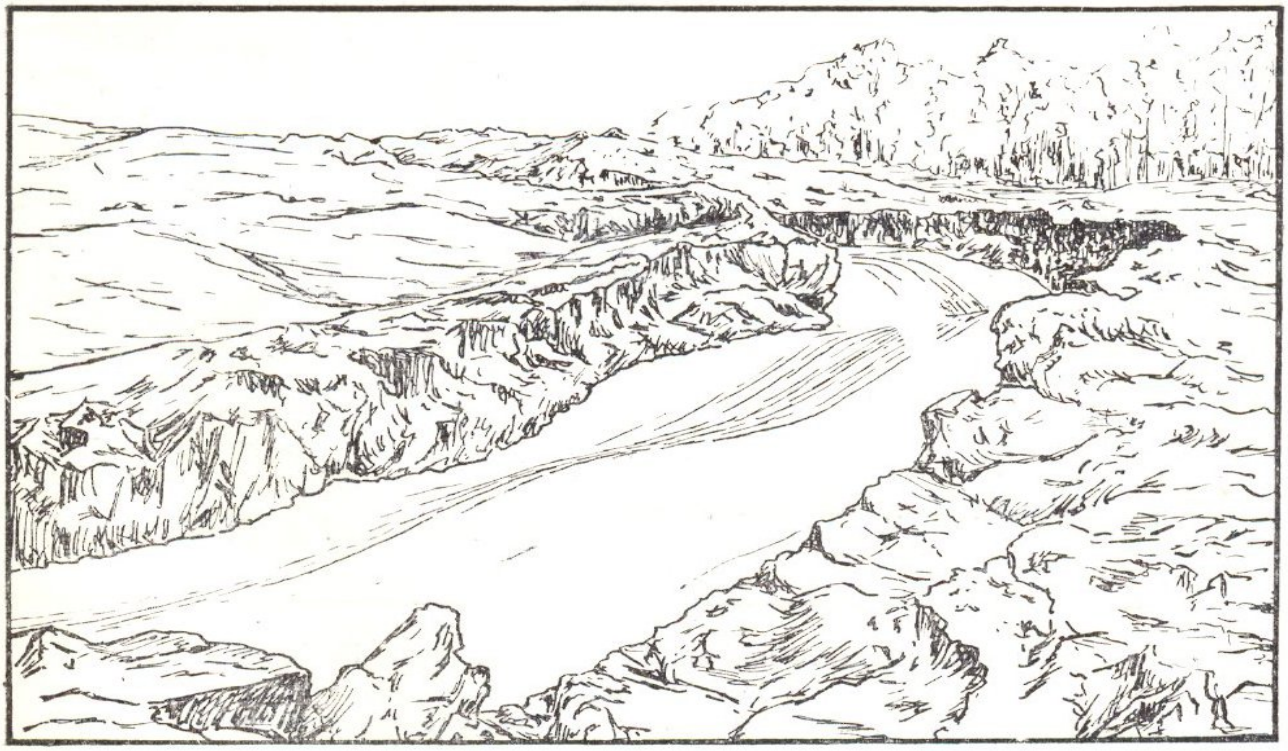


Фиг. 38. Лавовый пик (игла) Мон-Пеле, о. Мартиника. Март 1903 г. По Лакруа, 1907.

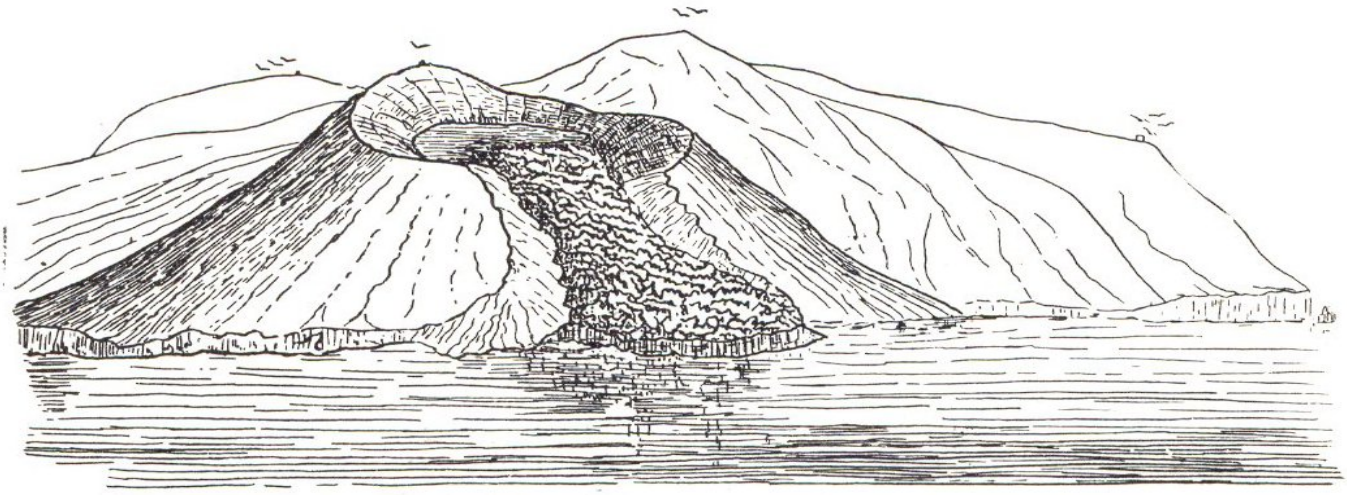
Слева — вид с юга, справа — вид с северо-востока. Высота обелиска более 400 м.



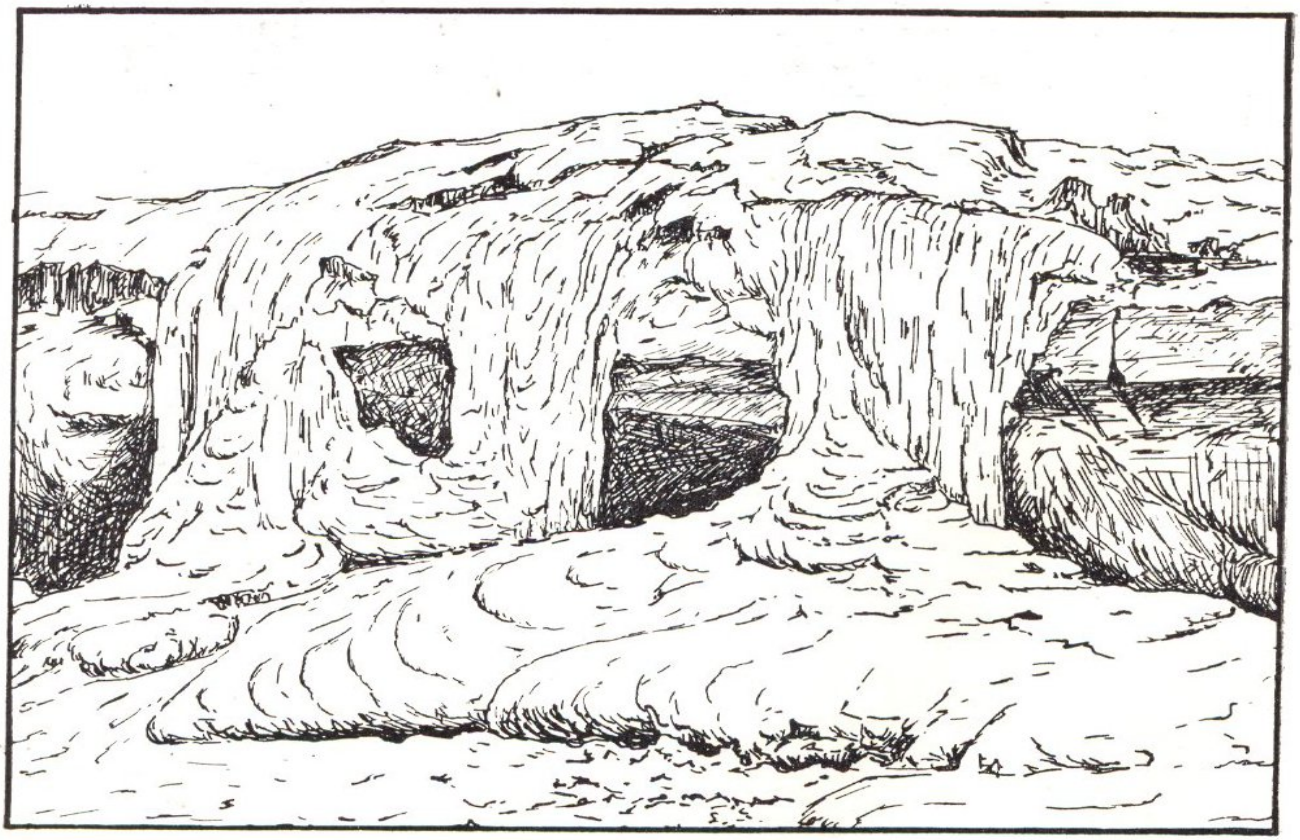
Фиг. 39. Лавовый поток у подножья сопки Жупановой на Камчатке.



Фиг. 40. Раскаленный базальтовый поток Элайка, вытекавший из кратера Мауна Лоа, Гавайские острова. По Джаггару, из книги Дэли, 1933 г.



Фиг. 41. Лавовый поток обсидиана, прорвавший туфовый конус.
Остров Липари, Италия. По Дэли, 1914.



Фиг. 42. Лавовый каскад. Килауэа, Гавайские острова. По Холмсу, 1949 (русский перевод).

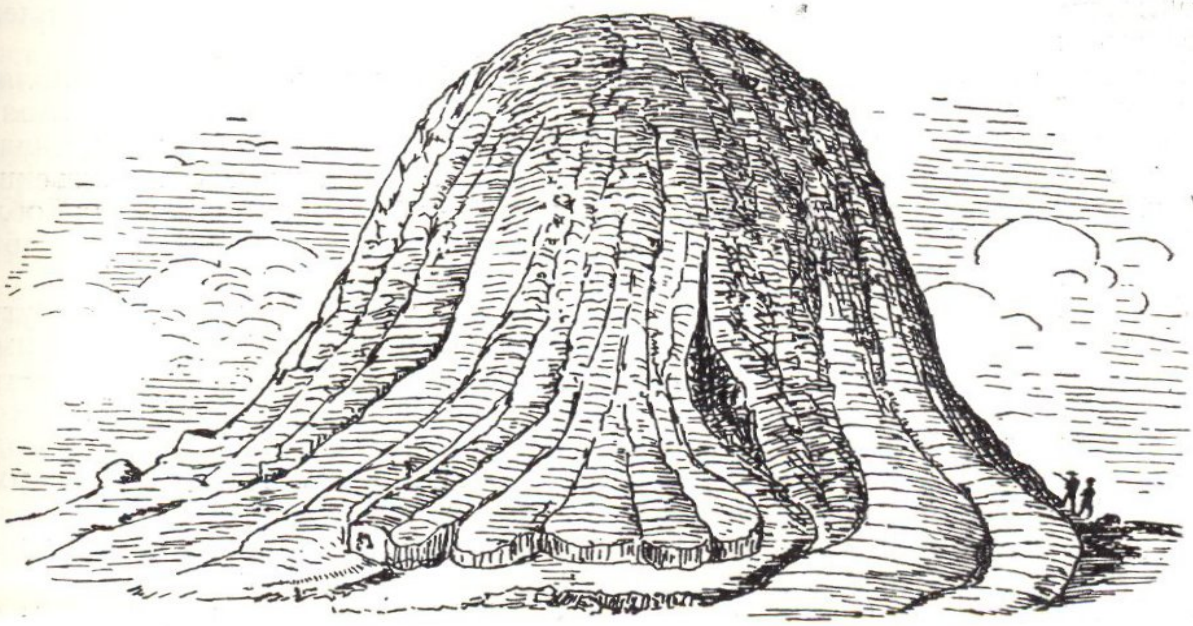
В нижней части типичная поверхность волнистой лавы (пехойхой).

Особые факты и формы: глыбовая лава, волнистая, шаровая (фиг. 25, 26, 27), туннели, лавовые каскады (фиг. 42), обрывы, тумулы.

4) Конусы:

а) туфовые, пепловые, лавовые: купола (фиг. 43), лавовые кольца, глыбовые конусы — сложные (нормальные) конусы, раздробленные конусы;

б) группы конусов, цепи конусов.



Фиг. 43. Лавовый конус на острове Реюньон к востоку от Мадагаскара.

Этим формам отвечают отрицательные формы рельефа: кратеры, кальдеры, провалы и т. д., но на них мы останавливаться не будем.

К этой таблице нужно сделать только некоторые небольшие пояснения и дополнения.

Интрузивные залежи и лакколиты различаются главным образом отношением толщины интрузивного тела к его длине и ширине. В лакколитах толщина в средней части не менее $^1/_7$—$^1/_8$ поперечника основания, в интрузивных залежах — значительно меньше. Таким образом, лакколит имеет караваеобразный или чечевицеобразный вид, а интрузивная залежь — пластообразный. Промежуточные формы называют лакколитовыми залежами.

По определению, лакколиты имеют караваеобразную форму, приподнимая кровлю над прорывом. Но такая идеальная форма довольно редко встречается в природе; часто лакколиты обнаруживают местные несогласия залегания со вмещающими породами, дают апофизы, расчленяются на отдельные интрузивные залежи. Эти уклонения от правильной формы могут быть очень разнообразны, и нет необходимости давать особое название для каждого случая.

Интрузивные залежи, или, как их еще называют английским термином, силлы (sills), являются широко распространенной формой залегания, которую по неопытности иногда смешивали с эффузивными покровами. Необходимо каждый раз изучать особенности верхней и нижней поверхностей этих пластообразных тел и отношения к вмещающим породам в контактах. Особенно надо иметь в виду то обстоятельство, которое можно прекрасно видеть в современных вулканах, именно, что магма

часто интрудирует в таких формах в слоистую толщу вулканических же образований: вулканических туфов, брекчий и потоков или покровов лавы. Такие силлы изверженной породы, интрудированные среди вулканических образований пирокластической структуры, нельзя смешивать с вылившимися на поверхность земли покровами и потоками.

Лакколиты и интрузивные залежи инъицированы обычно между спокойно залегающими пластами. Если инъекция произошла между двумя несогласно залегающими свитами, лакколит или интрузивная залежь получают название межформационных.

Харкер (1909) отличает от лакколитов факолиты, представляющие собой лакколитообразные тела, инъицированные между слоями толщи, подвергавшейся в то время складчатости, особенно в расслаивающихся антиклинальных зонах. Лакколиты, по Харкеру, суть инъекции в областях со строением плато, факолиты — образования горных областей. Факолиты в плоскости основания имеют более удлиненные очертания и не достигают таких огромных размеров, как лакколиты.

Лополиты отличаются от лакколитов тем, что имеют вогнутую наподобие блюдца форму, занимая бассейнообразные понижения и имея вид гигантской плоской чаши. Мощность обычно $^1/_{10}$—$^1/_{20}$ ее диаметра. К числу лополитов относятся такие огромные интрузивные массы, как Бушвельдский массив в Южной Африке, Дьюлус и Сёдбери в Канаде. Образование лополитов связывают с оседанием подлежащих формаций под нагрузкой внедрившейся магмы. Лополиты могут быть сложные и дифференцированные. Разновидность лополитов, отличающуюся малой мощностью и почти или совсем незаметной вогнутостью, представляют харпидзолиты (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и др., 1932), механизм образования которых состоит не в поднятии кровли, как у лакколитов и интрузивных залежей, а в опускании почвы.

Дайки отличаются от изверженных жил лишь своей более правильной формой и обычно более значительными размерами.

Жерловины, или некки, представляют собой, как известно, заполнения трубообразных каналов. Если магма проникает только по стенкам канала, а середина заполнена обрушившимся или осевшим материалом боковых пород, получаются кольцевые жилы, являющиеся довольно редкими образованиями. Полость, занятая жилой, может быть и не цилиндрической, а конической, расширяясь кверху (конусообразные жилы).

Термины «бисмалит», «хонолит», «этмолит» введены для обозначения разных несогласно инъицированных тел.

Бисмалитом[1] называют сравнительно узкое, но высокое тело, протыкающее слои наподобие стержня. Бисмалиты могут быть как интрузивными, так и экструзивными (затыкающими каналы и жерла вулканов); в последнем случае по-английски они называются plug; на русском языке нет для этого случая специального термина, мы будем называть их экструзивными бисмалитами.

Хонолитом[2] называют неправильных очертаний тело, представляющее собой как бы отливку пустоты. Если это тело суживается книзу наподобие воронки, то оно получает название этмолита[3].

Сфенолитом Буркхардт (1906) назвал клинообразное интрузивное тело дацита, частью согласно, в виде интрузивной залежи, раздвигающее слои, частью несогласно их прорезывающее.

---

[1] βίσμα (бисма) — затычка.
[2] χῶνος (хонос) — изложница.
[3] ἦθμος (этмос) — воронка.

Харполиты — серпообразные в плане тела.

Между штоком и батолитом различие заключается, по Дэли, в их размерах. И тот и другой представляют собой массу изверженной породы, несогласно залегающую в окружающих породах и постепенно расширяющуюся книзу на «бесконечную» глубину. Если площадь обнажения этой массы не превосходит 200 км^2, мы имеем шток, при более значительных размерах — батолит. Дэли видит механизм интрузии штоков и батолитов в магматическом обрушении кровли, глыбы которой, обламываясь, тонут в магме, а последняя таким путем прокладывает себе путь вверх.

Некоторые авторы, как, например, Иддингс (1914), а особенно Клоос (1923), не приписывают явлению магматического обрушения кровли существенного значения. Они оспаривают гипотезу батолитов как бездонных магматических образований. Те тела, которые рассматривались Дэли как батолиты, объясняются как межформационные лакколиты, часто асимметричные, или как лакколитообразные тела, внедряющиеся не между слоями, а по косо рассекающей их трещине, т. е. представляющие род огромных сфенолитов.

То и другое объяснения прилагались к крупным гранитным телам или массивам, хорошо отграниченным от окружающих масс, или, как говорят, к «ясно очерченным массивам», явно представляющим интрузивные массы, как и другие изверженные горные породы. Контакты таких гранитных массивов с окружающими горными породами отмечены явлениями контактового метаморфизма, обычно с образованием роговиков, особенно при секущих контактах, и в сравнительно умеренной степени — фельдшпатизацией боковых пород, тонкой инъекцией гранитного материала и гнейсификацией окружающих масс. Граниты проникают в виде апофиз в окружающие породы и сопровождаются жильными горными породами; лампрофирами, аплитами и пегматитами.

С другой стороны, граниты встречаются в виде огромных масс с иными отношениями к вмещающим горным породам. Это так называемые «анатектические граниты», способ нахождения которых не похож на обычные интрузии других изверженных горных пород. Гранитный материал в этих случаях так тесно проникает в боковые породы на широких пространствах, что образуются обширные площади мигматитов, в которых перекристаллизованное вещество боковой породы и гранитный материал настолько тесно смешаны, что нет возможности провести границу между интрузией и вмещающей породой. Это смешение принимает различные формы (артериты, агматиты, небулиты), и среди этих мигматитов то обособляются участки гранитового состава и структуры, напоминающие материал обычных интрузивных гранитов, то могут быть выделены участки и целые слои явно метаморфических пород. Кристаллизация новых минералов из магматического вещества и глубокий метаморфизм и перекристаллизация раньше существовавших горных пород здесь неотделимы. Процессы собственно магматические сливаются с процессами метаморфизма. Об этих горных породах следует говорить подробнее при описании метаморфических пород.

Разнообразие форм настоящих интрузивных масс зависит от соотношения между движениями в земной коре, создающими пространство для интрузивных масс и вызывающими перемещения магматического вещества (образование и заполнение трещин, обрушение кровли, раздвигание слоев при инъекции и т. д.), и свойствами магмы, прежде всего ее разной вязкостью (интрузивные залежи в основных подвижных магмах, лакколиты в вязких и т. п.). Внутреннее строение интрузий и структуры

слагающих их горных пород, кроме того, в значительной степени зависят от отношения времени кристаллизации магмы ко времени ее перемещения.

Формы залегания горных пород эффузивных или экструзивных связаны со способом появления магмы на земную поверхность. В нашей терминологии (в отличие от английской, где таких различий не делают) довольно давно установилось различие терминов: эффузия, которая обозначает излияние жидкой подвижной магмы, образующей потоки и покровы, и экструзия — для обозначения появления на земной поверхности вязкой, не растекающейся лавы, нагромождающейся в виде куполов и экструзивных бисмалитов. Наконец, взрывы, или эксплозии, разрывают магму на части и приводят к накоплениям пирокластических продуктов (пепла, лапиллей, бомб, глыб). Соотношениями между ролью эффузий, экструзий и эксплозий при образовании вулканических построек определяется и разнообразие форм последних.

Как было сказано в главе о структуре, уже давно петрографами было обращено внимание на соотношения между структурой горной породы и формой ее залегания. Совершенно определенно об этом высказывался еще Котта в 1855 г. (1855—1862). Структурные признаки являются теми петрографическими особенностями горной породы, связь которых с формой залегания особенно ясна.

Причина этой связи, заключающаяся в условиях скорости охлаждения и кристаллизации, была также рано установлена, и вместе с тем стало ясно промежуточное положение в этом отношении жильных пород (вообще пород, образующих небольшие интрузии) между глубинными и эффузивными. Это промежуточное положение, с одной стороны, и сравнительно подчиненное по объему развитие жильных пород, с другой, послужили источником разногласий между петрографами относительно необходимости выделения жильных пород в одну особую группу, подобно породам интрузивным и эффузивным. Такая группа была выделена Розенбушем (1887), но необходимость ее выделения также давно оспаривалась столь крупными, например, авторитетами, как Циркель (1866), Мишель-Леви (1889), Иддингс (1892), Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1898), А. П. Карпинский (1900), Е. С. Федоров (1901_2). И до настоящего времени объем понятия жильных пород далеко не представляется таким определенным, как объем понятий пород глубинных и эффузивных.

ОСНОВАНИЯ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ СВИТЫ ЖИЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД. ЛАМПРОФИРЫ, АПЛИТЫ, ПЕГМАТИТЫ

Если смотреть на жильные породы лишь как на такие породы, в которых условия кристаллизации привели к образованию своеобразных структур, а именно: гранит-порфировой, панидиоморфно-зернистой (и притом обычно мелкозернистой), лампрофировой (порфировой с фенокристаллами цветных компонентов), пегматитовой или грубозернистой и некоторых других, то нет оснований придавать большое самостоятельное значение этой группе. Краевые фации массивов, вблизи контактов с боковыми породами, кристаллизуясь при условиях, сходных с условиями кристаллизации пород жильных, также обнаруживают подобные структуры, по крайней мере некоторые из них. С этой точки зрения смотрел на жильные породы Б. К. Поленов (1899), предлагая для их обозначения термин «эндоконтактные»; с такой же точки зрения обособлялась группа гипабиссальных пород Брёггером в его лекциях за

1887—1890 гг. и Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1889) или группа дайкитов и лакколититов А. Е. Лагорио (1887_2).

С другой стороны, изучение геологических соотношений жильных пород с другими породами, в связи с которыми они находятся в природе, сравнение химического состава этих пород дает уже другие геологические основания для обособления этих пород. Было замечено, что одни из этих пород по своему составу вполне отвечают глубинным породам. Это только их структурная фация, обусловленная особенностями кристаллизации. Состав магмы здесь тот же, что и той глубинной породы, которая застыла при других условиях. Это так называемые асхистовые жильные породы [«асхистовые» — значит нерасщепленные, «а» — приставка отрицания, σχίζω (схидзо) — разделяю, расщепляю]. С другой стороны, мы встречаем в виде жил, сопровождающих массивы изверженных пород и находящихся с ними в несомненной генетической связи, такие породы, состав которых резко отличается от состава пород массива. Одни из этих жил образованы породами, более богатыми кремнекислотой и щелочными алюмосиликатами, и являются, следовательно, более лейкократовыми, чем породы массива. В других более или менее резко выражено преобладание фемических элементов по сравнению с породой массива, и породы эти являются более меланократовыми. Меланократовый характер их часто выражается в том, что при порфировой структуре породы фенокристаллы представлены цветными минералами, обычно роговой обманкой или слюдой, а также оливином и иногда авгитом. Эта структура получила название лампрофировой («лампрос» — блестящий, темный), а сами меланократовые породы объединяются в подгруппу лампрофиров.

Лейкократовые жильные породы совершенно или почти лишены цветных составных частей и объединяются в подгруппу аплитовых пород (по названию наиболее распространенного типа их — аплита). Аплиты и лампрофиры рассматривались как дальнейшие продукты расщепления магмы, следующие за образованием массивной материнской породы; по составу они являются как бы дополняющими друг друга. Такие «расщепленные» породы объединяются в группу «диасхистовых» жильных пород. И асхистовые и особенно диасхистовые породы образуют «жильную свиту», сопровождающую интрузию пород, слагающих массивы. Асхистовые породы обыкновенно предшествуют по времени образования диасхистовым. Из последних типичные лампрофиры являются позднейшими, но иногда последовательность образования аплитов и лампрофиров меняется.

С такой, генетической, точки зрения жильные породы, естественно, могут быть объединены в особую группу, стоящую в одном ряду с группой глубинных и эффузивных пород.

Как мы видели выше, Харкер рассматривает образование небольших интрузий изверженных пород как особую фазу вулканического цикла. Эти небольшие массы, главным образом дайки, образованы теми породами, которые обладают признаками пород гипабиссальных, и с этой точки зрения они также могут быть обособлены в отдельную группу, хотя объем такой группы и не вполне совпадает с объемом «жильной свиты», сопровождающей интрузию.

По петрографическим отношениям диасхистовые жильные породы отличаются не только структурой, но и некоторыми особенностями химического состава: аплитовые породы отличаются бедностью фемическими составными частями, а лампрофировые, наоборот, их богатством. При этом можно заметить, что увеличение содержания фемических частей

здесь сопровождается относительно менее значительным убыванием щелочных алюмосиликатов, чем это мы имеем в соответственных по кислотности глубинных породах. Это обстоятельство придает лампрофирам несколько более щелочной характер; о таком признаке щелочных пород уже упоминалось выше.

Наконец, надо отметить характерную черту минерального состава лампрофиров, заключающуюся в том, что цветные минералы в них обычно представлены роговой обманкой и темной слюдой, т. е. минералами, требующими для своего образования присутствия летучих компонентов в магме (минералы пневматогенные и парапневматогенные), тогда как в близких к ним по составу основных изверженных породах, глубинных или эффузивных, цветные минералы являются пирогенными или антипневматогенными. По этому признаку Лакруа (1893) различает в основных породах две «фации»: фацию базальтоидную и фацию лампрофировую. Так, из двух близких по химическому составу горных пород, одна из которых содержит оливин и лейцит, а другая вместо них биотит, первая будет породой базальтоидной фации, а вторая лампрофировой.

Здесь полезно отметить все эти обстоятельства как особенности рассматриваемой группы жильных диасхистовых пород, говорящие также за ее обособление в систематике. Если асхистовые жильные породы и отчасти аплиты (и пегматиты) можно параллелизовать с соответствующими им по составу глубинными и эффузивными породами, то для лампрофиров эта параллелизация и по химическому и по минеральному составу в некоторых случаях весьма затруднительна.

Указанное различие между диасхистовыми и асхистовыми жильными породами в их отношении к породам массивов, с которыми они связаны, отражается и на номенклатуре этих пород.

Асхистовые породы обычно отличаются от соответствующих массивных пород только или мелкозернистой или порфировой структурой. Для обозначения порфировых типов, как уже говорилось выше, применяют те же термины «порфир» и «порфирит», как и для эффузивных пород, но к этим терминам как определяющее прилагательное присоединяется название той глубинной породы, которой эта жильная порфировая порода отвечает по составу: гранитовый порфир, сиенитовый порфир, диоритовый порфир и т. д. Для обозначения тонкозернистых афировых пород пользуются приставкой «микро», прибавляя ее к названию соответствующей глубинной породы: микрогранит, микросиенит и т. д.

Для пород диасхистовых, резко отличающихся от материнской породы по составу, употребляют другие, новые названия — аплит, минетта, спессартит и т. д.

Нужно, однако, сказать, что противопоставление пород диасхистовых и асхистовых в том виде, как это принималось Розенбушем (1897) и его последователями, не может быть сохранено в наше время. Оно было основано на представлении, что магма «расщепляется» на различные, отличающиеся по составу, дополняющие друг друга в этом отношении (комплементарные) производные магмы. Такое представление, в сущности, было произвольным.

Позднейшие исследования показали также существование в некоторых районах и таких пород, которые являются промежуточными по составу между аплитами и лампрофирами, и даже непрерывные переходы между теми и другими по минеральному и химическому составу.

Поэтому, пользуясь терминами «аплит», «лампрофир», «асхистовые» и «диасхистовые» породы и т. п., мы употребляем их, не придавая им в

точности того смысла, как это делалось раньше. Термин «диасхистовые» жильные породы теперь может обозначать просто жильные породы, значительно уклоняющиеся от состава породы массива, с которым они связаны, или даже просто от среднего состава той свиты, к которой они относятся.

Говоря о жильных породах, необходимо остановиться на пегматитах. Как и в случаях многих других горных пород, понятие пегматита с течением времени изменялось и уточнялось. Первоначально Гаюи (1822) и предложил название «пегматит» для обозначения закономерных срастаний ортоклаза и кварца, которые называются также письменными срастаниями, пегматитовыми срастаниями, рунитом или пегматитовой структурой. Ее особенности рассмотрены нами в другом месте.

Уже около ста лет тому назад было замечено, что такие срастания являются только частным случаем структуры в жилах очень грубозернистого гранита обычно с мусковитом и другими пневматолитическими минералами. Пегматитами стали называть именно такие жилы. Позднее было обнаружено, что подобные же грубозернистые жилы с размерами зерен, изменяющимися несколькими сантиметрами до дециметров и в исключительных случаях даже метров, имеют состав и других глубинных изверженных горных пород, в связи с которыми они встречаются. Так были обнаружены подобные жилы состава сиенитов, нефелиновых сиенитов, габбро и т. д. Крупный шаг в изучении пегматитовых жил был сделан в работе Брёггера (1890), изучавшего сиенитовые и нефелин-сиенитовые пегматитовые жилы окрестностей Осло. У нас даже несколько ранее началось изучение пегматитовых жил, сиенитовых и нефелин-сиенитовых, в Ильменских горах (теперь Ильменский заповедник). Почти одновременно с изучением сиенитовых и нефелин-сиенитовых пегматитовых жил в Норвегии были описаны в Англии габбро-пегматиты в известном массиве Лизард. У нас наиболее известны жилы габбро-пегматитов на Урале.

Таким образом, в настоящее время пегматитами называют очень крупнозернистые горные породы, имеющие состав различных глубинных изверженных пород и залегающие жилами или среди этих пород, или в связи с ними в окружающих горных породах. Кроме резко ограниченных жил в соответствующих глубинных породах, пегматиты встречаются в виде нерезко обособленных шлиров. В сланцеватых породах они образуют линзы; встречаются также трубчатые и неправильные формы залегания пегматитов.

Так как чаще других, в соответствии с распространенностью гранитов, встречаются гранитные пегматиты, то их обыкновенно называют просто пегматитами, употребляя всегда прилагательное для обозначения пегматитов другого состава: сиенит-пегматиты, габбро-пегматиты.

До недавнего времени господствовало представление, что пегматиты кристаллизуются из особой пегматитовой магмы, представляющей по своему составу и свойствам среднее между силикатовым расплавом и остаточным газовым раствором летучих компонентов. Основания этому представлению видели в относительном богатстве пегматитов пневматолитическими минералами; крупнокристаллическая структура объяснялась лучшей кристаллизацией из таких подвижных растворов. При этом делалось необходимое для такого представления допущение, что при высоких давлениях силикатовый расплав способен растворять очень большое количество летучих, в конце концов давая почти непрерывную серию таких «водоогненных» (aqueo-igneous) растворов. Однако, когда эксперименты Горансона (1932) показали малую вероятность таких

гипотетических представлений, пришлось существенно изменить взгляд на происхождение пегматитов.

В настоящее время мы думаем, что пегматит представляет в главной своей массе саму материнскую горную породу, перекристаллизованную оставшимися после застывания магмы пневматолитическими газовыми растворами. Такими изверженными породами являются гранит, аплит, сиенит и т. д. Те же самые пневматолитические растворы обогатили новую перекристаллизованную породу пневматолитическими минералами, выпавшими из этих растворов. Перекристаллизация обусловлена тем обстоятельством, что остаточный после застывания магмы раствор является насыщенным по отношению к главным минералам возникшей горной породы. Поэтому он может быть агентом их перекристаллизации и увеличения зерна, подобно тому как это происходит при стоянии осадков в их насыщенном растворе.

Если образование жилы пегматита происходит в трещине, пересекающей боковые породы, чуждые по составу веществу пегматита, и растворы, вызывающие превращение жильной породы в пегматит, не находятся в равновесии с минералами боковой породы (не насыщенной ими), то они воздействуют на эти минералы и приводят к реакции между веществом пегматита и боковой породы. При этом происходит изменение как боковых пород, так очень часто и самого пегматита.

Непосредственное наблюдение показывает, как при этом возникают реакционные каймы, имеющие состав, отличающийся и от вещества жилы и от вещества боковой породы. Как только что сказано, и сама жильная порода изменяет свой состав. Наиболее важными случаями такого взаимодействия являются реакции между кислой магмой и недосыщенными кремнеземом ультраосновными породами, с одной стороны — бесполевошпатовыми, с другой — фельдшпатоидными, а также, наоборот, при воздействии щелочной фельдшпатоидной магмы на боковые породы, содержащие избыток кремнезема. Мы ограничимся сейчас упоминанием нескольких примеров.

Очень характерно развитие роговой обманки в контактах дунита, особенно вокруг его включений с плагиоклазитами и пегматитами. Роговая обманка образует зернистые агрегаты, отвечающие по составу и структуре жильным породам — иситам, которые и являются, вероятно, результатом таких реакций. В других случаях гранитные пегматиты, внедрившиеся в перидотиты, теряют избыток кремнезема и щелочей вместе с частью глинозема. Перидотит в контактах превращается в слюдяную породу, а пегматит теряет кварц и превращается в корундовые плагиоклазиты. Нефелин-сиенитовые пегматиты, внедряясь в гнейсо-граниты, превращают последние в эгириновые гнейсо-граниты и далее — в сиенитоподобные породы, а сами, теряя нефелин, переходят в сиенит-пегматиты или фельдшпатолиты.

Пегматиты, изменившие свой состав вследствие реакции с боковыми породами, А. Е. Ферсман (1940) предложил называть пегматитами скрещивания. Вещество этих горных пород двоякого происхождения: во-первых, вещество пегматита, а во-вторых, вещество вмещающей породы. На этом основании Лакруа (1922) называет подобные образования диссогенитами [1]. Условия нахождения этих пород заключаются в том, что эти жилы связаны с гранитными массивами, с одной стороны, а с другой — они находятся то в метаморфизованных осадочных известняках, то в кристаллических известняках или в силикатовых породах:

[1] δισσός (диссос) — разный и γεννῶ (генно) — происхожу.

амфиболитах, пироксенитах, гранатовых породах, скаполитовых гнейсах и других горных породах, происшедших из известняков.

В таких горных породах преобладающие бесцветные минералы ассоциируются обыкновенно с железистым диопсидом в призматических кристаллах и обычно богаты бурым сфеном. Бесцветные минералы в переменном количестве: кварц иногда обилен, чаще в небольшом количестве, иногда отсутствует; микроклина много, вообще он сопровождается плагиоклазом разного состава; как характерные минералы появляются иногда гроссуляр, волластонит, скаполит.

Глава IV

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД. ОСНОВАНИЯ СИСТЕМАТИКИ И КЛАССИФИКАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ СРАВНЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Значение химического состава для классификации изверженных горных пород было оценено уже в самом начале развития петрографической науки. Это стало совершенно ясно, как только было установлено происхождение этой группы горных пород в результате остывания однородной расплавленной магмы. Состав горной породы, очевидно, непосредственно зависит от состава магмы, если даже принять во внимание выделяющиеся из магмы летучие вещества. Различные же магмы отличаются лишь по химическому составу. Таким образом, возникла мысль, что химический состав является даже более важным признаком для классификации, чем другие.

Изучение химического состава изверженных горных пород началось еще раньше появления микроскопического метода исследования, и в то время химический анализ являлся наиболее точным методом отождествления или различения пород. С самого возникновения химической петрографии было замечено, что изверженные горные породы представляют собой массы силикатные, что кремнезем является главной преобладающей частью в их составе и что с изменением содержания его меняется и внешний облик пород и их минеральный состав.

Поэтому неудивительно, что уже более 100 лет тому назад Абих (1841) различал породы по содержанию кремнезема, или, как тогда считали, по степени «кислотности» — кислые, нейтральные и основные. Им было подмечено, что в различных по химическому составу породах присутствуют различные плагиоклазы. Этот факт является одним из основных фактов петрографии изверженных горных пород.

Во Франции еще Эли де Бомон (1847) различал также roches basiques, neutres и acidititiques, положив в основание этого различия отношение количеств кислорода, связанного, с одной стороны, с металлами оснований, а с другой — с кремнием. Эли де Бомон указал на то главное различие в генезисе основных и кислых горных пород, которое обусловливается присутствием в кислых магмах более значительного количества летучих газообразных составных частей, выделяющихся при застывании наподобие фумарол. Эти fumarolles granitiques отличают кислые магмы от основных магм базальтового типа. Последнее представление Эли де Бомона также нашло некоторое отражение в теперешних петрологических воззрениях.

Бишоф (1851—1864) для различия горных пород по составу ввел кислородный коэффициент, т. е. отношение числа атомов кислорода

оснований к числу атомов кислорода кремнезема. Обратное отношение значительно позже было названо Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1898) «коэффициентом кислотности». Подобные числовые коэффициенты или параметры, образуемые тем или иным способом из чисел анализа, получили впоследствии широкое употребление.

О химическом составе горных пород мы обыкновенно судим на основании цифр валового анализа породы. Эти цифры дают нам отношение между разными окислами (в весовых процентах), которые легко можно пересчитать в молекулярные или атомные количества. К таким пересчетам прибегают для того, чтобы удобнее было сопоставлять отношения компонентов горной породы с особенностями ее минерального состава. Пересчеты эти несложные, они требуют всего нескольких минут времени, особенно если пользоваться для этого специальными таблицами. Если вспомнить, что для производства химического анализа силикатной горной породы надо затратить около недели, то становится ясным, что даже гораздо более сложные пересчеты, чем те, которые употребляются, оправдывают себя, помогая лучше разобраться в химических особенностях горной породы.

Аналитик в лаборатории выражает химический состав горной породы в виде отношений окислов входящих в нее элементов. Эти отношения и приходится сопоставлять между собою, сравнивая составы разных горных пород. Число таких отношений не менее семи (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 и FeO, MgO, Na_2O, K_2O). Сравнить между собою ряды таких отношений довольно трудно, и, естественно, возникло стремление упростить эту задачу, заменив цифры анализа характерными отношениями меньшего числа переменных. Это достигается обычно соединением отдельных окислов в некоторые группы, образуемые различными способами.

Рассматривая те способы, которыми из непосредственных данных анализа разные авторы получают такие числовые характеристики химического состава, мы видим, что все эти способы сводятся к соединению (суммированию) окислов в определенные группы. Этим путем и уменьшают число отношений.

Во всех классификациях можно заметить лишь два основных принципа группировки.

Одни авторы (Левинсон-Лессинг, 1898; Федоров, 1908), исходя из сходства и различия по атомности главных окислов, входящих в состав горной породы, соединяют окислы в группы прежде всего по этому признаку.

Другие (Мишель-Леви,1897; Озанн, 1903, 1913, 1919, 1920; авторы американской количественной классификации — Кросс и др., 1902, 1903) как бы стремятся приблизиться к той группировке окислов, которая существует в естественных соединениях, и прежде всего различают окислы, входящие в состав салических минералов горной породы и минералов фемических. Таким образом, соединяются щелочи и Al_2O_3 в отношении 1 : 1, в каком мы их встречаем в составе полевых шпатов и фельдшпатидов, и все количество CaO делится на две части: полевошпатовую известь и свободную. Из них первая входит в группу $CaO \cdot Al_2O_3$, имеющуюся в составе анортита (салическую), а вторая представляет остальное количество CaO, входящее в состав цветных минералов.

Каким бы способом ни производилась группировка окислов, в конце концов приходят к меньшему числу отношений, обычно к трем или четырем числам.

Очевидно, что вычисленные тем или иным образом параметры любой числовой характеристики не выражают всех особенностей состава горной

породы. Соединяя окислы в группы, мы тем самым оставляем без внимания различия между некоторыми отдельными окислами, входящими в ту или иную группу, например, K_2O не отличаем от Na_2O, FeO от MgO и т. д.

Поэтому наряду с параметрами числовой характеристики разные авторы дают еще числа или коэффициенты, выражающие и эти отношения. Их можно назвать дополнительными коэффициентами. Очевидно, число их вместе с параметрами основной числовой характеристики для выражения всех главных особенностей состава должно быть равно по крайней мере 8, т. е. числу главных цифр анализа.

Заменяя число анализа параметрами основной числовой характеристики и дополнительными коэффициентами, мы получаем преимущество для сравнения анализа в том случае, когда новые параметры образованы так, что в основной характеристике находят свое отражение главные особенности петрографического облика горной породы. Так как изверженные горные породы состоят главным образом из силикатов и частью свободной кремнекислоты, то естественно противопоставление кремнекислоты другим окислам, как это принимается в большинстве систем. В дальнейшем, при подразделении на группы основных окислов, несомненное преимущество имеют те способы, при которых разделяются основания алюмосиликатов и основания простых окислов, а затем основания различных алюмосиликатов между собой. Уже тот факт, что в целом во всей массе изверженных пород алюмосиликаты составляют почти две трети (63%), заставляет отделять алюмосиликаты от простых силикатов и даже подразделять различные алюмосиликаты.

Глубокое различие петрохимической роли алюмосиликатов и простых силикатов является главным доводом в пользу таких группировок окислов при составлении числовых характеристик, при которых это различие достаточно резко выражается в основной характеристике. Правда, мы не в состоянии по данным анализа произвести разделение окислов, вполне отвечающее тому, как это происходит в действительности в минералах данной горной породы: это зависит и от условий образования породы; но мы можем вполне определенно выделить те близкие к действительности максимальные количества оснований алюмосиликатов, которые могут входить при данном составе породы в салические минералы — полевые шпаты и фельдшпатиды. Это будут именно группы $Na_2O \cdot Al_2O_3 + K_2O \cdot Al_2O_3$ и $CaO \cdot Al_2O_3$, противопоставляемые основаниям RO (где R — Mg, Ca, Fe), принятые за параметры в числовой характеристике Озанна (1903, 1913, 1919, 1920). Само собою понятно, что при этом RO выражает минимальное количество оснований фемических минералов.

В изверженных горных породах очень большую роль играют алюмосиликаты (щелочей и извести). Понятно, что в характеристике химического состава важное значение имеют соотношения окислов или атомов, которые могли бы отразить роль алюмосиликатов в породе. Мы не можем из одного только химического состава вычислять состав минеральный. Да это в данном случае и не нужно, так как сейчас мы рассматриваем особенности не минерального состава, а химического, но некоторые подсчеты и сравнение количеств окислов с указанной точки зрения имеют существенное значение. Очень важным является, как мы уже видели раньше, то или другое из неравенства $Al_2O_3 \gtreqless Na_2O + K_2O$.

Если $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O$, то необходимо различать случаи того или другого из двух неравенств $CaO \gtreqless (Al_2O_3 - Na_2O + K_2O)$, иначе $Al_2O_3 \gtreqless CaO + Na_2O + K_2O$.

Могут быть такие случаи этих соотношений:

1) $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$ — обычный случай;

2) $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$ — щелочные породы;

3) $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$ — пересыщенные глиноземом породы.

В этих трех случаях важны величины разности молекулярных количеств:

свободная известь: $CaO' = CaO - [Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)] = CaO + Na_2O + K_2O - Al_2O_3$;

избыток натра: $Na_2O' = Na_2O + K_2O - Al_2O_3$;

избыток глинозема: $Al_2O_3' = Al_2O_3 - CaO - Na_2O - K_2O$.

Проводя последовательно, логически разделение окислов между салическими и фемическими составными частями породы, рационально избыток Na_2O', присоединяя к нему соответствующее количество Fe_2O_3, не включать в салическую группу окислов. Относительно избытка глинозема $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$ можно заметить следующее. Этот избыток зависит или от присутствия слюд, в которые он входит, или от присутствия Al_2O_3 в составе амфиболов или пироксенов, т. е. во всяком случае это количество Al_2O_3 входит также в состав фемических минералов. В тех редких породах, в которых Al_2O_3 выделяется в виде корунда, этот последний минерал является петрографическим эквивалентом слюды (биотита) и играет скорее роль цветного минерала (например, в кыштымите). Выделение Al_2O_3 в породе в виде корунда связано с недостатком кремнекислоты, по отношению к которой в этих породах глинозем является «основным» окислом. Поэтому избыток глинозема лучше соединять с другими окислами оснований фемических.

Имеется больше оснований поступать так, считая корунд аналогом гематита, чем объединять его с кварцем в группе салических минералов, как это делается в американской системе.

Следует согласиться с теми авторами, которые не делают различий в степени окисления Fe в FeO и Fe_2O_3. Несомненно (даже не считаясь с вторичными процессами), что степень окисления железа зависит от условий образования горной породы. Если мы находим возможным при исследовании числовых характеристик пренебрегать водой, входящей в слюды и также являющейся результатом особых условий кристаллизации, то тем меньше оснований проводить строгое различие между Fe_2O_3 и FeO, относительное количество которых зависит, по-видимому, от причин еще более случайных.

ПРИНЯТЫЕ В ЭТОЙ КНИГЕ ЧИСЛОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Исходные данные химического анализа изверженных горных пород представляют ряд отношений в весовых процентах:

$$SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3 : FeO : MgO : CaO : Na_2O : K_2O : H_2O^+ : H_2O^- : TiO_2 : MnO : P_2O_5.$$

Как мы видели, весовые проценты окислов предварительно заменяют молекулярными отношениями. Это делается для того, чтобы облегчить подсчет тех возможных соединений, которые присутствуют (или могут присутствовать) в горной породе в виде минералов. Но мы знаем, что на самом деле в минералах нет таких молекул или групп окислов, как это изображается в их эмпирических формулах. Минералы — кристаллические тела, представляющие собой решетки, образованные из

атомов. Химизм горной породы как агрегата минералов (реальных или возможных) лучше отражается в относительных числах (и расположении) атомов разных элементов. Поэтому рациональнее в числовых характеристиках составов давать отношения чисел атомов.

Вместо написанного выше ряда отношений окислов мы будем исходить из равнозначного ему ряда отношений чисел атомов:

$$O : Si : Al : Fe : Mg : Ca : Na : K : H : Ti : Mn : \ldots$$

В этом ряду прежде всего можно оставить без внимания содержание даже тех главных составных частей, которые являются не характерными для химизма горной породы: содержания кислорода O и водорода H. Действительно, в отношении содержания кислорода различные горные породы отличаются только степенью окисления железа, в остальном количество кислорода вполне определяется содержанием металлических элементов, так как в силикатах сумма валентностей катионов равна сумме валентностей анионов (кислорода). Но мы видели уже, что степень окисления железа не может считаться характерной величиной, так как зависит от случайных причин. Это же можно сказать и относительно содержания воды, от которого зависит содержание водорода. Поэтому в приближенных расчетах химического состава горных пород можно принимать во внимание лишь следующие, характерные для горной породы отношения между элементами:

$$Si : Al : Fe : Mg : Ca : Na : K.$$

Обычно незначительное количество Mn присоединяем к Fe, а Ti условно к Si. Таким образом, исходным является ряд шести отношений между семью числами. Этот ряд отношений надо заменить группами отношений так, чтобы в этой группировке отразить наиболее характерные свойства вещественного состава породы.

За такие характерные свойства вещественного состава породы следует принять те, которые одинаково ясно отражаются и в химическом и в минеральном составе и на которых в настоящее время основываются главные подразделения классификации горных пород.

1. Таким признаком является прежде всего отношение между салическими и фемическими частями горной породы. Важность его вытекает из глубокого различия между химизмом алюмосиликатов и простых силикатов. Этим отношением определяется общий облик породы, выражающийся в отношении легких и светлых составных частей к тяжелым и темным.

2. Вторым существенным признаком химизма изверженной горной породы является избыток или недостаток в ее составе кремнезема; этот избыток или недостаток определяет появление таких симптоматических минералов, как кварц, оливин или фельдшпатиды, но часто бывает, что в составе породы нет ни такого избытка, ни недостатка кремнезема; тогда обычно указанные минералы отсутствуют.

3. Далее, чрезвычайно важным классификационным признаком химического и минерального состава горной породы является характер полевых шпатов, т. е. характер салических алюмосиликатных частей состава, именно — соотношение щелочных алюмосиликатов и алюмосиликата извести.

4. И, наконец, особенности как щелочных алюмосиликатов, с одной стороны, так и простых силикатов, с другой, являются тоже характерными признаками горной породы и ее минерального состава.

Все эти признаки, а также и другие особенности химизма горной породы выступают очень отчетливо, если мы, исходя из указанных выше отношений атомов семи главных составных частей горной породы, вычислим новые отношения, или так называемую числовую характеристику, следующим образом.

Заменим непрерывный ряд отношений несколькими группами отношений четырех и менее чисел. Это будут основная числовая характеристика и дополнительные.

Основная числовая характеристика может быть выражена отношением четырех чисел:

$$a : c : b : s,$$

причем $a + c + b + s = 100$.

Величины a, c, b и s обозначают:

a — относительное число атомов щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты и комбинирующихся в атомных решетках минералов с атомами Al.

c — относительное число атомов кальция, которые могут войти в алюмосиликаты (в сочетании $CaAl_2$). В некоторых породах известковый алюмосиликат отсутствует и вместо него может появиться феррисиликат натрия. Этот случай мы рассмотрим дальше.

b — относительное число всех остальных металлических атомов, за исключением кремния (и титана), не входящих в алюмосиликаты и принимающих участие главным образом в строении решеток простых силикатов.

s — относительное число атомов кремния.

Величина c определяется условно тем же приемом, как вычисляется полевошпатовая известь во всех числовых характеристиках, предложенных различными авторами, т. е. из разности молекулярных количеств $Al_2O_3 — (Na_2O + K_2O)$; такой расчет по существу является лишь определенно выбранным условным арифметическим приемом. В зависимости от того, будет ли вышеописанная разность больше молекулярного количества CaO, или меньше него, или, наконец, будет величиной отрицательной, мы можем различить три различных ряда химических составов пород, именно ряды составов: пересыщенных глиноземом, нормальных и пересыщенных щелочами. В дальнейшем мы подробно изложим способ вычисления основной характеристики.

В группу b попадают все атомы железа, кроме входящих в феррисиликат натрия, все атомы магния, те атомы кальция, которые не вошли в алюмосиликаты. Число последних можно подсчитать из разности молекулярных количеств $CaO — [Al_2O_3 — (Na_2O + K_2O)]$. Далее, в некоторых случаях молекулярное количество $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$, тогда избыточные атомы алюминия, определяемые из разности $Al_2O_3 — (Na_2O + K_2O + CaO)$, также необходимо отнести к группе b, как не входящие в алюмосиликаты. В некоторых породах молекулярное количество $(Na_2O + K_2O) > Al_2O_3$; в этом случае мы имеем избыток щелочей $(Na_2O + K_2O) — Al_2O_3$, который, очевидно, не может войти в алюмосиликаты; параметр c в этом случае принимает «отрицательное» значение. Атомы щелочных металлов (натрия), отвечающие указанному избытку щелочей, мы можем также подсчитать, отдельно ввести в основную характеристику, как величину $\bar{c}$ на место отсутствующей в этом случае группы c. Ввиду противоположности петрохимической роли щелочей, не входящих в алюмосиликаты, и известкового алюмосиликата, эту группу атомов щелочных металлов мы и обозначим $\bar{c}$ [со знаком — (минус) над буквой], вовсе не считая это отрицательной величиной в

обычном математическом смысле. Каждому атому Na, входящему в группу $\bar{c}$, отвечает атом железа, участвующий в строении феррисиликата натрия. Подсчитывая группу $\bar{c}$ атомов Na, удобно и логично не включать связанные с этими атомами Na атомы Fe в группу b. Число таких атомов Fe, равное $\bar{c}$, видно непосредственно из характеристики. Удобства такого способа подсчетов будут видны из дальнейшего изложения.

Образованная по только что указанному принципу основная числовая характеристика действительно выражает те особенности химизма изверженных горных пород, которые мы выше перечислили как главные особенности их химического состава. В самом деле, об отношениии салических и фемических составных частей породы мы можем судить по величине b, так как эта величина выражает как раз относительное число атомов элементов, входящих в фемические минералы.

Об избытке или недостатке кремнезема в породах дает представление относительная величина s. Понятно, что наибольшее число атомов Si, которое может войти в щелочные алюмосиликаты, равно $3a$ соответственно формуле полевых шпатов (Na, K) $Al \cdot Si_3O_8$; в известковых алюмосиликатах связано $2c$ атомов кремния, согласно формуле $CaAl_2 \cdot Si_2O_8$; наибольшее количество кремния, которое может быть связано в простых силикатах с металлическими атомами, не входящими в алюмосиликаты, будет b, согласно формуле бисиликатов $RO \cdot SiO_2$. Отсюда видно, что число

$$Q = s - (3a + 2c + b)$$

будет представлять относительное число «избыточных» атомов кремния и, следовательно, кремнезема, если оно положительно, и, наоборот, выражать недостаток кремнезема, если оно отрицательно.

В случае составов, пересыщенных щелочами, вместо известкового алюмосиликата — анортита, в норме породы мы имеем натровый феррисиликат — акмит (эгирин $NaFeSi_2O_6$). На каждый атом Na, входящий в группу $\bar{c}$, приходится два атома Si, т. е. $\bar{c}$ свяжет $2\bar{c}$ атомов кремния и, следовательно, избыточное (или недостающее) число атомов кремния может быть подсчитано по аналогичной формуле:

$$Q = s - (3a + 2\bar{c} + b).$$

Таким образом, сравнивая s с другими параметрами характеристики, мы получаем выражение второй главной особенности состава.

О характере салических составных частей (характере полевых шпатов) мы можем судить по отношению параметров a и c, отражающих отношение щелочных и известкового алюмосиликатов и, в частности, характер полевого шпата.

Таким образом, три из четырех существенных признаков химизма изверженной горной породы, которые были отмечены выше, находят себе выражение в основной числовой характеристике. При составлении ее нами, однако, не были приняты во внимание еще такие признаки: 1) различия в отношении содержания Na и K и 2) различия в отношениях между элементами, входящими в группу b, т. е. в фемические составные части породы. Для того чтобы выразить и эти признаки и этим достичь полной однозначности числовых характеристик и данных анализа, нам и нужны дополнительные числовые характеристики. Начнем с отношения атомов элементов, входящих в группу b. В нормальном ряде (классе) химических составов в группу b, как мы видели, войдут все атомы Mg и Fe и часть атомов Ca, остающаяся после того, как из всего

их числа будут взяты атомы, могущие войти в алюмосиликаты. Это остающееся число атомов кальция, очевидно, будет найдено таким путем:

$$Ca' = CaO - [Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)],$$

так как величина в прямых скобках выражает молекулярное количество CaO, идущее в алюмосиликаты.

Таким образом, нужная нам дополнительная характеристика для класса нормальных пород будет:

$$f' : m' : c' = (2Fe_2O_3 + FeO) : MgO : \{CaO - [Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)]\}.$$

Ее мы тоже будем вычислять так, чтобы $f' + m' + c' = 100$.

В случае класса пород, пересыщенных глиноземом, т. е. если $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O) > CaO$, мы имеем, как это сказано выше, избыток глинозема $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)$, который не может входить в состав алюмосиликатов щелочей и извести. Этот избыток приходится считать входящим в состав фемических минералов, и соответственное число атомов Al включается в группу b. Дополнительная числовая характеристика вместо $f' : m' : c'$ в этом случае будет:

$$a' : f' : m' = [2Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)] : (2Fe_2O_3 + FeO) : MgO.$$

Наконец, в классе пород, пересыщенных щелочами, $Na_2O + K_2O > Al_2O_3$; только часть атомов щелочных металлов, именно равная $2Al_2O_3$, в этом случае может войти в алюмосиликаты. Избыток их, равный $2(Na_2O + K_2O + Al_2O_3)$, приходится, как мы видели, считать особо, обозначая условно как $\bar{c}$, т. е. как недостаток алюминия, нужного для образования кальциевого алюмосиликата.

При этом способе основная характеристика будет иметь вид:

$$a : \bar{c} : b : s,$$

где $\bar{c}$ пропорционально $2(Na_2O + K_2O - Al_2O_3)$; как и раньше, $a + \bar{c} + b + s = 100$ и остается трехчленная дополнительная характеристика:

$$f' : m' : c' = [2Fe_2O_3 + FeO - 2(Na_2O + K_2O - Al_2O_3)] : MgO : CaO =$$
$$= [2(Fe_2O_3 + Al_2O_3) - 2(Na_2O + K_2O) + FeO] : MgO : CaO.$$

Наконец, при образовании основной числовой характеристики мы оставили без внимания разницу в отношении Na : K, входящих в состав породы. Поэтому нам надо ввести еще одну дополнительную характеристику. За такую характеристику мы примем молекулярное отношение $Na_2O : (Na_2O + K_2O)$ для щелочей, входящих в алюмосиликаты. Это отношение, или отношение атомов Na : (Na + K), в алюмосиликатах мы обозначим буквой n (без индекса), выражая его в процентах, т. е.

$$n = 100 \frac{Na}{Na + K}.$$

Как видно из изложенного, все производимые расчеты исходят из разделения алюмосиликатов и простых силикатов теоретического состава. В реальном составе минералов некоторая часть глинозема или щелочей может войти в цветные минералы. Поэтому в расчетах, принимая теоретический их состав, мы, очевидно, подсчитываем максимальное возможное количество щелочных и известковых алюмосиликатов. С другой стороны, часть окислов железа присутствует в горной породе в виде магнетита, не входя в силикаты. Поэтому характеристика $Q = s - (3a +$

$+2c+b$) или, для пересыщенных щелочами пород, $Q = s - (3a+2c+b)$ выражает минимальное количество свободной кремнекислоты в породах.

Изложив принцип образования числовых характеристик, мы приведем здесь еще порядок их подсчетов.

ПОРЯДОК РАСЧЕТА ЧИСЛОВОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ

1. Перечисляем весовое процентное содержание окислов в молекулярные количества их (для этого пользуются особыми таблицами).

2. Складываем молекулярное количество SiO_2 и TiO_2, обозначаем эту сумму S.

3. Берем сумму молекулярных количеств K_2O и Na_2O. Если эта сумма меньше, чем Al_2O_3, или равна этому количеству, то, удваивая сумму $K_2O + Na_2O$, получаем A.

3а. Если $K_2O + Na_2O > Al_2O_3$, то величину A получаем, удваивая Al_2O_3, а избыток $Na_2O = K_2O + Na_2O - Al_2O_3$, умножив на два, обозначаем как $\bar{C}$.

4. Берем разность $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$. Если она меньше или, по крайней мере, равна CaO, то обозначим ее C.

4а. В случае, если $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$, то C равно CaO, и в этом случае избыток $Al_2O_3 = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$, умножив на два, присоединяем к величине B.

5. Удваивая количество Fe_2O_3 и складывая его с количеством FeO (+MnO), получаем FeO. В случае пород, пересыщенных щелочами, величину FeO′ убавляем на величину $\bar{C}$ (см. п. 3а).

5а. В некоторых весьма редких случаях может быть, что $C >$ FeO′; тогда обозначим разность $\bar{C} -$ FeO′ через Na′, что представляет избыток натрия (Na_2O, умноженного на 2). Величина $\bar{C}$ в этом случае равна FeO′.

6. Определим $CaO' = CaO - C$ (см. п. 4).

7. Складывая FeO′ + Mg + CaO′, получаем величину B.

Сюда же присоединяем, как сказано, удвоенный избыток Al_2O_3, когда он имеется (п. 4а), или, в указанных выше очень редких случаях, избыток Na′ (тогда, очевидно, отсутствует FeO′).

8. Приводим отношения $A:C:B:S$ или $A:\bar{C}:B:S$ к 100 по формулам:

$$a = \frac{100 \cdot A}{N}; \quad c = \frac{100 \cdot C}{N}; \quad b = \frac{100 \cdot B}{N}; \quad s = \frac{100 \cdot S}{N},$$

где $N = A + C + B + S$, т. е. мы выражаем отношения $a:c:b:s$ (или $a:\bar{c}:b:s$) в процентах.

Так получается основная числовая характеристика химического состава породы $a:c:b:s$. Кроме нее, для характеристики состава породы могут служить следующие дополнительные коэффициенты или параметры:

$$f' = \frac{FeO'}{B} \cdot 100; \quad m' = \frac{MgO}{B} \cdot 100; \quad c' = \frac{CaO'}{B} \cdot 100;$$

$$n = \frac{2Na_2O}{A} \cdot 100; \quad t = \frac{TiO_2}{S} \cdot 100; \quad \varphi = \frac{2Fe_2O_3}{B} \cdot 100;$$

в породах, пересыщенных глиноземом, к ним присоединяется, как мы видели,

$$a' = \frac{2Al_2O_3'}{B} \cdot 100.$$

В породах, пересыщенных щелочами, в написанном выше выражении для f' величина FeO' обозначает количество закиси железа, уже уменьшенное на величину $\overline{C}$. В редких случаях, когда $\overline{C} = FeO'$, получается, как мы видели, избыток Na и тогда мы имеем дополнительный параметр:

$$n' = \frac{Na'}{B} \cdot 100.$$

В этом случае f' отсутствует.

Таким образом, мы имеем, в зависимости от результатов пересчета, четыре класса или ряда химических составов горных пород с такими числовыми характеристиками:

1) составы нормальные:

$$a : c : b : s;\ f' : m' : c';\ n, t, \varphi;$$

2) составы пересыщенные глиноземом:

$$a : c : b : s;\ a' : f' : m';\ n, t, \varphi;$$

3) составы пересыщенные щелочами:

$$a : \overline{c} : b : s;\ j' : m' : c';\ n, t, \varphi;$$

3а) в еще более редких случаях сильно пересыщенных щелочами пород:

$$a : \overline{c} : b : s;\ n' : m' : c';\ n, t, \varphi.$$

Заметим следующее важное обстоятельство: параметры основной характеристики являются числами именованными (число атомов), а параметры дополнительных — отвлеченными (их отношение).

Если мы при помощи числовых характеристик будем выражать составы породообразующих минералов, то, поскольку эти минералы приближаются к чистым химическим соединениям, отношения между параметрами основной числовой характеристики для них будут приближаться к отношениям простых чисел, а именно:

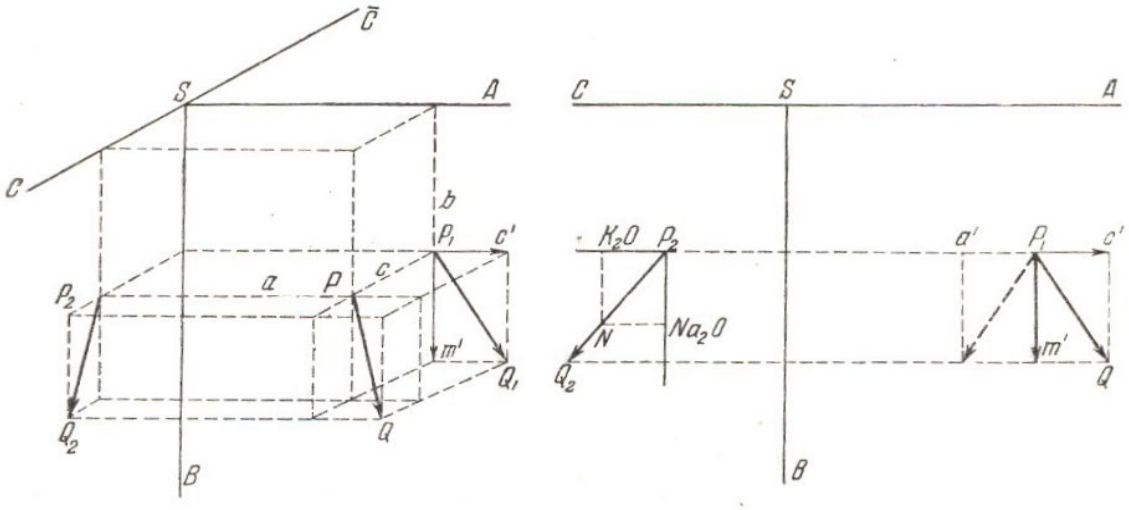
	$a : c : b . s$	$a : c : b : s$
Кварц	0 : 0 : 0 : 1	или 0 : 0 : 0 : 100
Ортоклаз и альбит	1 : 0 : 0 : 3	25 : 0 : 0 : 75
Анортит	0 : 1 : 0 : 2	0 : 33 1/3 : 0 : 66 2/3
Нефелин	1 : 0 : 0 : 1	50 : 0 : 0 : 50
Лейцит	1 : 0 : 0 : 2	33 1/3 : 0 : 0 : 66 2/3
Эгирин	0 : 1 : 0 : 2	0 : 33 1/3 : 0 : 66 2/3
Метасиликаты (пироксены и амфиболы)	0 : 0 : 1 : 1	0 : 0 : 50 : 50
Оливин	0 : 0 : 2 : 1	0 : 0 : 66 2/3 : 33 1/3
Слюда (прибл.)	1 : 0 : 3 : 3	14 2/7 : 0 : 42 6/7 : 42 6/7
Рудные минералы и корунд	0 : 0 : 1 : 0	0 : 0 : 100 : 0

Для реальных минералов, не вполне отвечающих теоретическому составу, по формуле отношения параметров основной характеристики будут таковы:

	a : c : b : s
Слюды	(9,2—17,2) : (0—0,7) : (33,4—47,9) : (38,9—46,3)
Роговые обманки	(2,1—10,8) : (0—6,0) : (36,5—50,0) : (41,3—51,7)
Пироксены	(0—5.0) : (0—4,4) : (44,3—52,2) : (46,2—51,8)

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ СОСТАВОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ПОМОЩИ ВЕКТОРОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И ИЗОБРАЖЕНИЕ ИХ НА ДИАГРАММЕ

Выражение особенностей химизма горной породы при помощи числовых характеристик является особенно выгодным потому, что, пользуясь этими характеристиками, можно очень наглядно представлять составы пород графически на диаграмме в виде векторов и сравнивать эти составы между собою по положению, направлению и длине этих векторов. Подробное обоснование метода излагается в курсе петрохимии (А. Н. Заварицкий, 1950). Здесь мы ограничимся только кратким изложением приемов построения диаграммы.



Фиг. 44. Построение векторов.

Слева — перспективное изображение, справа — развернутая проекция.

Возьмем взаимно перпендикулярные координатные оси SA, SC и SB. Ось SB мы берем направленной вниз для наглядности всей диаграммы, так как тогда векторы, изображающие более основные и тяжелые породы, будут располагаться ниже векторов, изображающих более кислые и легкие породы.

В этой системе координат построим точку P с координатами a, c, b, как это изображено на фиг. 44 в левой половине. Точка P однозначно представляет основную числовую характеристику $(a : c : b : s)$, так как величина $s = 100 - a - c - b$. Эта точка P может быть изображена при помощи проекций P_1 и P_2 на плоскостях SAB и SCB; плоскости эти могут быть развернуты в одну плоскость, как это обыкновенно делается в начертательной геометрии; такое изображение дано на рисунке в правой его части. Для построения удобно пользоваться миллиметровой бумагой, причем за единицу берем 1 см.



Фиг. 45. Векторная диаграмма химических составов (петрохимическая диаграмма).
На диаграмме нанесены средние составы главнейших типов изверженных горных пород, по Дэли. Из книги А. Н. Заварицкого, 1950

Для изображения дополнительных числовых характеристик делаем такое построение. Из точки P_1 параллельно осям координат строим векторы, равные c' и m', как это показано на рисунке, причем масштаб этого построения берем в десять раз меньше, чем для построения основной числовой характеристики. Векторы c' и m' однозначно изображают дополнительную числовую характеристику $f' : m' : c'$, так как $f' = 100 - m' - c'$. Оба вектора c' и m' однозначно заменяются равнодействующим вектором P_1Q_1; если мы имеем дополнительную числовую характеристику $a' : f' : m'$, то вектор a' откладываем не вправо, как c', а влево,

равнодействующий вектор будет наклонен в другую сторону, как это показано пунктиром.

Для построения дополнительной числовой характеристики n в точке P_2 по величине Na_2O и K_2O строим направление вектора, как показано на фиг. 44, в правой ее половине (P_2N), а длину этого вектора получим, проектируя точку $Q_1(Q_2)$.

При таком построении векторы P_1Q_1 и P_2Q_2, находящиеся в плоскостях SAB и SCB, являются проекциями некоторого вектора PQ, как это видно на фиг. 44, в левой ее половине.

Этот вектор однозначно представит всю совокупность числовых характеристик: основную и две дополнительных, т. е. однозначно изобразит исходный ряд шести отношений между семью компонентами:

$$Si : Al : Fe : Mg : Ca : Na : K.$$

В случае, когда мы имеем основную числовую характеристику (a $\bar{c}$ b s), величину $\bar{c}$ откладываем на отрицательном продолжении оси SC, представленном на фиг. 44. Проекция P_2Q_2 будет тогда не влево от оси SB, как это изображено на рисунке, а вправо.

При таком способе построения диаграммы непосредственно можно видеть характерные особенности химизма горных пород.

1. Положение вектора на диаграмме выражает главные особенности химизма, представленные в основной числовой характеристике. Векторы, находящиеся внизу диаграммы, отвечают породам, богатым фемическими составными частями. Чем вектор ближе к оси SB, тем порода беднее алюмосиликатами; чем дальше удаляется вектор от SB на плоскости проекции ASB, тем больше в породе щелочных алюмосиликатов, породы, богатые анортитом, имеют векторы, удаленные от SB на проекции CSB. Векторы, близкие к вершине S, отвечают породам, богатым SiO_2.

2. Векторы, направленные вниз и влево в отличие от всех остальных, отклоняющихся от вертикали вниз и вправо, соответствуют породам, пересыщенным глиноземом. При относительно большом содержании железа фемической части породы — векторы короткие; векторы, мало отклоняющиеся от вертикали, указывают на большое содержание магнезии; наоборот, значительно наклоненные вниз и вправо — на большое содержание неполевошпатовой, свободной извести. Если вектор на проекции CSB переходит вправо от оси SB — порода пересыщена щелочами («отрицательное» c).

3. Крутые векторы на проекции CSB указывают на преобладание натрия, а пологие — калия в салических минералах породы.

На фиг. 45 дана диаграмма, построенная по описанному методу для средних составов изверженных горных пород.

Глава V

О СИСТЕМАТИКЕ И РАСПРОСТРАНЕННОСТИ РАЗНЫХ ТИПОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

РАЗДЕЛЕНИЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД НА ГРУППЫ ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ КАК ОБЩИЙ ПРИЗНАК ВСЕХ СХЕМ КЛАССИФИКАЦИИ

При систематическом рассмотрении различных изверженных горных пород их приходится разделять на более или менее естественные и более или менее крупные группы, выделяемые прежде всего по их вещественному составу в целом. Каждая из этих групп характеризуется также и определенным парагенезисом минералов. Мы знаем, что одна и та же магма, кристаллизуясь при различных условиях, застывает в виде различных, прежде всего по структуре, горных пород, образуя то кристаллически-зернистую горную породу, то микрозернистую и порфировую, то стекловатую или полустекловатую. Не следует думать, что минеральный и даже химический состав этих различных горных пород будет вполне одинаков, когда они застывают из одной и той же магмы при разных условиях. Это зависит от различных причин: прежде всего от того, что, кристаллизуясь при различных условиях, магма неодинаково будет выделять летучие составные части в виде глубинных или поверхностных фумарол. Это различие может более или менее отразиться на составе представленного в горной породе кристаллического или стекловатого остатка после их выделения, и действительно, составы глубинных и соответствующих им эффузивных пород не вполне тождественны. Эти различия, как мы увидим, большей частью не очень велики и позволяют отнести горные породы в различные по составу группы, если только объем таких групп не слишком суживать.

Несколько сильнее условия кристаллизации отражаются на минеральном составе.

Примером пород, одинаковых по химическому составу и отличающихся по минеральному сосству, являются: минетты и лейцитовые базальты, авгититы и некоторые оливино-анортитовые породы (аллювалиты); некоторые эссекситовые базальты с оз. Ньяса и атлантит (разновидность нефелинового базальта), некоторые трахидолериты и тефриты. Такие породы называются г е т е р о м о р ф н ы м и породами (Лакруа, 1917).

Так как горные породы представляют собой агрегаты минеральных зерен (и в некоторых случаях стекла), то совершенно естественно, что классификации их уже давно строились как классификации именно таких агрегатов. В основе классификации лежали такие признаки, как присутствие или отсутствие того или другого минерала. В самом начале изучения горных пород в 1811 г. Гаюи так писал о своем намерении

классифицировать горные породы в Естественно-историческом музее (в Париже), который он возглавлял: «Я пришел к мысли классифицировать эту серию минералогически».

Это намерение уже в то время было совершенно естественно, поскольку значительное число горных пород уже со времен Линнея (XVIII век), а некоторые даже со времен классической древности определялись по минеральному составу. У нас эти определения давались в конце XVIII века В. М. Севергиным (1798). Уже до введения микроскопического исследования как основного метода петрографии, позволившего сделать в большинстве случаев точные определения минерального состава, минералогическая классификация изверженных горных пород получила распространение, а введение микроскопического исследования создало для нее прочные основания.

ПЕРВЫЕ СХЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД. ЦИРКЕЛЬ (1866), МИШЕЛЬ-ЛЕВИ (1879), РОЗЕНБУШ (1877), А. П. КАРПИНСКИЙ (1891)

Научная классификация горных пород только тогда стала возможной, когда сделались легко доступными для исследований основные признаки горной породы — ее минеральный состав и структура, т. е. после введения микроскопа как основного средства изучения горных пород. Это было сделано во второй половине XIX века, и вскоре после этого появились различные классификации изверженных горных пород, основанные на этих главных признаках.

Одной из первых схем классификации горных пород, данной в виде таблицы, была классификация Циркеля (1866).

Как видим (табл. 3), эта классификация основана прежде всего на присутствии или отсутствии того или другого из кардинальных минералов и на характере полевого шпата. По существу она была классификацией качественной; количественное отношение минералов не принималось во внимание.

Другие классификации в то время и даже значительно позднее (классификации Розенбуша, Мишель-Леви и т. д.) также были только качественными. Это обстоятельство понятно: существование колебаний в составе, переходные разновидности, которые каждый петрограф может видеть в природе, побуждали искать границы между видами горных пород, отмеченные такими резкими признаками, как появление или исчезновение того или другого минерала.

Вторым основанием классификации явилась структура горной породы, и, наконец, для изверженных горных пород, застывших на поверхности земли (вулканических), в число оснований классификации вводился и возраст (древние и молодые горные породы).

Определенный этап в развитии систематики изверженных горных пород был отмечен исследованием Мишель-Леви (1889) о структурах и классификации изверженных горных пород, в котором он сопоставил систематику тогдашних немецкой (Розенбуша, 1877) и французской (Фуке и Мишель-Леви, 1879) школ. Им представлено было различие той и другой классификации в виде таблиц (табл. 4).

В России в это время главной петрографической школой был Горный институт, где петрографию преподавал А. П. Карпинский, пользовавшийся в 1891—1892 гг. схемой классификации, представленной в табл. 5.

Таблица 3

Классификация Циркеля (1866)

Возраст	Структура	Ортоклазовые горные породы				Олигоклазовые породы с кварцем или без него		Нефелиновые и лейцитовые породы	Лабрадоровые породы	Анортитовые породы	
		с кварцем		без кварца							
		без роговой обманки	с роговой обманкой	с олигоклазом или без него	с элеолитом или нефелином	с роговой обманкой	с авгитом			с роговой обманкой	с авгитом
Древние горные породы	Явно кристаллическая	Гранит	Сиенито-гранит	Сиенит (роговообманковый и слюдяной)	Фойяит Цирконовый сиенит Миаскит Дитроит	Диорит (роговообманковый и слюдяной)			Диабаз Лабрадоровое габбро Гиперстенит	По возрасту еще не разделены: корсит / эвкрит	
	Порфировая или криптокристаллическая	(Гранитовый порфир) Фельзитовый порфир Петросилекс Фельзитовый пехштейн		Бескварцевый ортоклазовый порфир (минетта)	Ортоклазово-либенеритовый порфир	Порфирит (роговообманковый и слюдяной) (керсантит)	Мелафир (авгитовый порфир частью)		Лабрадоровый порфирит Авгитовый порфирит Диабазовый афанит		
Молодые горные породы	Кристаллическая	Кварцевый трахит (липарит, риолит частью)		Санидиновый трахит	Санидиновый олигоклазовый трахит (олигоклазовый фонолит?)	(Нефелиновый) фонолит	Роговообманковый андезит	Авгитовый андезит	Нефелинит Лейцитофир	Долерит Базальт	
	Стекловатая и шлаковая	Обсидиан, перлит, трахитовый пехштейн, пемза							Тахилит (базальтовое стекло)		

Классификация Мишель-Леви (Фуке и Мишель-Леви, 1879)

Железисто-магнезиальные составные части	Со свободным кремнеземом (кварц)	Только с полевыми шпатами				С фельдшпатоидами		Только с лейцитом, нефелином, содалитом, мелилитом	Без светлых составных частей
		Щелочные полевые шпаты	Щелочноземельные полевые шпаты			С полевыми шпатами			
			Андезин	Лабрадор	Анортит	Щелочные	Щелочноземельные		
Гранитоидные породы									
Темная слюда Амфиболы Пироксены Гиперстен Оливин	Граниты и микрограниты	Сиениты и минетты	Керсантиты Диориты Диабазы и габбро Габбро и нориты Диабазы, габбро и нориты			Дитроиты Нефелиновые сиениты	Тешениты		Перидотиты
Порфировые горные породы дотретичные									
Темная слюда Амфиболы Пироксены Гиперстен Оливин	Микрограниты и порфиры	Ортофиры	Порфириты Мелафиры			Либенеритовые порфиры			Мелафириты
Трахитовидные горные породы третичные и послетретичные									
Темная слюда Амфиболы Пироксены Гиперстен Оливин	Микрограниты, риолиты и дациты	Трахиты	Андезиты Базальты	Лабрадориты		Фонолиты и лейцитофиры (эгиринново-гаюиновые трахиты)	Тефриты (и гаюиновые андезиты)	Нефелиновые лейцититы Мелилитовые базальты	Авгититы и лимбургиты

Таблица 4

Мишель-Леви и Розенбуша

Классификация Розенбуша (1877)

Железисто-магнезиальная составная часть	Свободный кремнезем (кварц) и щелочной полевой шпат	Полевые шпаты		Фельдшпатиды			Без светлых минералов
		Щелочной полевой шпат	Щелочноземельные без кварца и с кварцем	С полевым шпатом		Без полевого шпата	
				Щелочной полевой шпат	Щелочноземельный полевой шпат		
Глубинные породы							
Темная слюда	Граниты	Сиениты	Диориты	Элеолитовые сиениты	Тералиты		Перидотиты
Амфиболы			Диабазы				
Пироксены			Габбро				
Гиперстены			Диабазы, габбро				
Оливин							
Жильные породы зернистые							
Темная слюда			Диоритовые лампрофиры (керсантиты)				
Жильные породы порфировые							
Темная слюда	Гранит-порфиры	Сиенит-порфиры Сиенитовые лампрофиры	Диорит-порфириты Диоритовые лампрофиры	Элеолит-сиенитовые порфиры			
Амфиболы							
Пироксены							
Гиперстены							
Оливин							
Излившиеся горные породы палеовулканические							
Темная слюда	Кварцевые порфиры	Бескварцевые порфиры	Порфириты				Пикритовые порфириты
Амфиболы							
Пироксены			Авгитовые порфириты и мелафиры				
Гиперстены							
Оливин							
Неовулканические горные породы							
Темная слюда	Липариты	Трахиты	Дациты и андезиты	Фонолиты и лейцитофиры	Тефриты и базаниты	Лейцититы и нефелиниты	
Амфиболы							
Пироксены							
Гиперстены							
Оливин			Базальты			Лейцитовые базальты, нефелиновые базальты, мелилитовые базальты	Лимбургиты и авгититы

Таблица 5

Схема классификации А. П. Карпинского (1891)

	Главные элементы		Гранитный отдел	Порфировый отдел	Трахитовый отдел
Горные породы ортоклазовые	Ортоклаз, кварц	±бисиликаты	Граниты	Кварцевые порфиры	Липариты (риолиты)
	Ортоклаз, бисиликаты	Амфибол Биотит Пироксен Диаллаг	Сиениты: нормальный слюдяной авгитовый диаллагоновый	Ортофиры	Трахиты
	Ортоклаз, фельдшпатиды	Нефелин	Нефелиновые сиениты	Нефелиновые порфиры	Нефелиновый фонолит
		Лейцит			Лейцитовый фонолит
		Гаюин или нозеан			Нозеановый фонолит

Таблица 5 (продолжение)

	Главные элементы		Гранитный отдел	Порфировый отдел	Трахитовый отдел
Горные породы плагиоклазовые	Плагиоклаз, кварц	± бисиликаты	Тоналиты	Кварцевые порфириты	Дациты
	Плагиоклаз, бисиликаты	Амфибол	Диориты	Роговообманковые порфириты	Роговообманковые андезиты
		Биотит	Слюдяные диориты	Слюдяные порфириты	Слюдяные андезиты
		Пироксен±оливин	Диабазы, оливиновые диабазы	Диабазовые (авгитовые) порфириты, мелафиры	Авгитовые андезиты Базальты
		Диаллаг±оливин	Габбро	Диаллагоновые порфириты	Диаллагоновый андезит (?)
		Гиперстен ± оливин	Нориты	Норитовые порфириты (гиперстеновый и энстатитовый порфириты)	Гиперстеновые и энстатитовые андезиты
	Плагиоклаз, фельдшпатиды	Нефелин	Тешениты		Нефелиновый тефрит
		Лейцит			Лейцитовый тефрит
		Гаюин Нозеан			Нозеановый и гаюиновый тефриты
Горные породы фельдшпатидовые	Фельдшпатиды, силикаты	Нефелин	Йолит		Нефелинит
		Лейцит			Лейцитит
		Гаюин или нозеан			Мелилитит
Горные породы бесполевошпатовые	Бисиликаты	Бисиликаты	Породы авгитовые, диаллагоновые, амфиболовые	Пикритовый порфирит	Авгитит
	Оливин	Бисиликат и оливин	Перидотиты	Кимберлит	Лимбургит
		Оливин	Дунит		

КЛАССИФИКАЦИЯ ФРАНЦУЗСКОЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ КОМИССИИ (1900 г.)

Вопрос о классификации и номенклатуре был поставлен на обсуждение на VIII сессии Международного геологического конгресса в Париже в 1900 г. в комиссии по номенклатуре горных пород. Схема классификации была представлена французской петрографической комиссией. Она приведена в табл. 6.

На сессии Конгресса в 1900 г. были вообще подведены итоги имевшемуся тогда опыту петрографии в отношении классификации и номенклатуры изверженных горных пород. Существенное значение при этом имели выступления виднейших русских ученых — Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Е. С. Федорова, А. П. Карпинского, а также предложения русской петрографической комиссии. Надо отметить также, что Ф. Ю. Левинсон-Лессингом был представлен первый вариант его «Петрографического словаря» (1901).

Русская петрографическая комиссия выразила пожелание урегулировать петрографическую номенклатуру изверженных горных пород, где отсутствие единства особенно чувствительно. Эта номенклатура по возможности должна, по мнению комиссии, быть такой, чтобы в названии горной породы отражались ее систематическое положение, ее особенности, принадлежность к крупным классификационным единицам и специфические черты.

Характеристика больших групп, например «семейств», должна основываться на химическом и минеральном составе.

Необходимо, по мнению комиссии, установить общее правило для способа образования новых названий. Большие группы должны быть установлены так, чтобы они не стесняли дальнейшего развития классификации и расчленения таких групп на подразделения. Подразделения второго, третьего порядка и т. д. должны основываться на особенностях минерального состава и структуры. Желательно давать специальные названия новым типам структуры. Прибавление их как прилагательных облегчает номенклатуру.

В случае тождественности горных пород способ залегания не должен быть основанием для создания новых названий. Необходимо избегать употребления одного и того же названия в разном смысле. Следует избегать по возможности также создания разных терминов для обозначения одного и того же понятия, одной и той же горной породы или группы пород.

Названия метаморфизованных пород должны быть такими, чтобы обозначать генетическое отношение их к горным породам, из которых они произошли, и тип метаморфизма, который вызвал их изменение.

Следует избегать употребления старых терминов в новом смысле. Необходимо давать изображения новых структур при их описании.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1899—1902) выдвигал на первый план значение химического состава и обращал внимание на важность тех относительных количеств главных составных частей, которые можно выражать в таких прилагательных, как меланократовый, лейкократовый и т. д. Он рекомендовал для промежуточных пород употреблять сложные термины. габбро-сиенит, андезито-дацит и т. д. Эти правила, а также употребление соответствующих прилагательных для обозначения структур, могут упростить и сделать более понятной номенклатуру. Классификация и

Таблица 6

Классификация изверженных горных пород французской петрографической комиссии 1900 г. (1901)

	I. Полевошпатовые горные породы					II. Бесполевошпатовые горные породы, но с фельдшпатидами или натровым стеклом				Горные породы без светлых составных частей
	1. С полевыми шпатами и без фельдшпатидов			2. С полевыми шпатами и фельдшпатидами						
	A С щелочным полевым шпатом и кварцем	B С щелочным полевым шпатом без кварца	C С плагиоклазом	A С щелочным полевым шпатом	B С плагиоклазом	A С нефелином	B С лейцитом	C С мелилитом	D С натровым стеклом	
	Группа гранитов	Группа сиенитов	Группа габбро	Группа нефелиновых сиенитов	Группа фельдшпатидовых габбро					
Зернистые типы	Граниты	Сиениты	Плагиоклазиты Диориты Габбро Нориты Троктолиты	Сиениты нефелиновые Сиениты лейцитовые Сиениты содалитовые	Нефелиновое габбро	Ийолиты	Миссуриты		Авгититы	Перидотиты Пироксенолиты Горнблендиты
Мелкозернистые типы	Микрограниты	Микросиениты	Микродиориты Микрогаббро Микронориты	Микросиениты нефелиновые Микросиениты лейцитовые Микросиениты содалитовые	Нефелиновое микрогаббро					
Офитовый тип			Долериты							
Микролитовые типы	Риолиты	Трахиты	Дацицы Андезиты Базальтиты Базальты	Фонолиты Лейкофонолиты	Тефриты Лейкотефриты	Нефелиниты	Лейцититы	Мелилититы	Лимбургиты	Пикриты

номенклатура должны отражать две стороны состава пород: характер светлых составных частей и характер цветных элементов.

Е. С. Федоров на сессии Конгресса в 1900 г. в докладе о петрографической номенклатуре (1901_2, стр. 1) писал: «От обдуманной номенклатуры можно требовать соблюдения следующих двух условий: 1) возможно кратким выражением охарактеризовать изучаемый предмет, хотя бы в его существенных чертах, и 2) дать простор, на основании определенных правил, составлять новые выражения, когда наблюдения устанавливают новые существенные особенности. При современном состоянии петрографии не может быть и речи о рациональной номенклатуре мелких разновидностей, отличающихся второстепенными особенностями. Теперь нужно возможно точно охарактеризовать главные группы горных пород и согласиться в обозначении их определенными терминами. Обозначение разностей второстепенного значения должно быть, в интересах правильного развития науки, предоставлено самим авторам».

Хотя эти положения высказывались еще полвека тому назад, они до сих пор сохраняют в основном свое значение.

Относительно того, какие признаки горной породы являются наиболее важными для классификации, Е. С. Федоров высказывался совершенно определенно. Он считал такими те признаки, которые характеризуют горную породу независимо от способа ее залегания. По его мнению, «классификация не может быть основана на элементарном химическом составе... гораздо существеннее минералогический состав». Большое значение он придавал структуре горной породы. «Во всяком случае,— писал он,— на первом плане в номенклатуре должны выражаться основные виды структуры. Наряду с принятыми в то время основными типами структур изверженных горных пород, именно: зернистой гранитовидной, порфировой и стекловатой, он предлагал еще выделить структуру друзитовую, но его толкование этой структуры оказалось ошибочным, и этот частный случай метаморфических структур нашел впоследствии свое место. Е. С. Федоровым предложены были названия для главных типов изверженных горных пород. Большинство из них не получило общего признания, но некоторые (например, альбитофиры) вошли у нас в широкое употребление.

А. П. Карпинский в 1900 г. указывал, что способ залегания горной породы теоретически очень важен. Он оказывает влияние на признаки горной породы, но нельзя из теоретических соображений приписывать то или иное значение структуре как указанию на способ залегания. Главными признаками горной породы должны быть минеральный и химический состав и структура. Связь между химическим и минеральным составом очевидна, но мы ее еще точно не знаем, и потому на первый план выступают минеральный состав и структура. Горные породы, тождественные по минеральному составу и структуре, должны называться одинаково, каков бы ни был способ залегания.

Образование многих горных пород за счет одной и той же магмы, по мнению А. П. Карпинского, недостаточно для утверждения их родственной связи. Тот факт, что из одной магмы образуются разные породы, указывает не на их близость в петрографической систематике, а на «антагонизм их вещества». Родство здесь только в том, что они все являются изверженными горными породами. Классификацию горных пород не надо смешивать с классификацией магм.

Классификацию, писал А. П. Карпинский, не следует представлять как линейный ряд или даже в виде таблицы на плоскости, но скорее

как схему в трех измерениях. В такой схеме каждая горная порода могла бы быть охарактеризована в отношении минерального и химического состава и по структурным особенностям. Названия горных пород должны быть систематизированы в согласии с классификацией. Прямое наблюдение горных пород в природе обязывает нас различать в них, как во всех природных объектах, признаки существенные от второстепенных, и способ давать названия, подобно названиям организмов, по мнению А. П. Карпинского, не только желателен, но и необходим. Создавая новые названия для семейств, родов, видов необходимо давать точную характеристику и точно указывать признаки, отличающие данную горную породу от близких к ней типов.

На Конгрессе в 1900 г. еще не поднимался вопрос о важности количественных признаков в минералогической классификации изверженных горных пород.

«ХИМИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ», ИЛИ КЛАССИФИКАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА (1890—1898) И КРОССА, ИДДИНГСА, ПИРСОНА И ВАШИНГТОНА — CIPW (1900—1903)

Качественные минералогические классификации удовлетворяли петрографов почти на протяжении полустолетия после введения в обиход микроскопа. В конце XIX века усилился интерес к химизму изверженных горных пород и появились различные классификации химических составов, которым при этом авторы их придавали больше значения, чем они имеют. В них видели химические классификации или самих горных пород, могущих заменить классификации минералогические, или классификации, отражающие состав магм, из которых образовались горные породы. Хотя значение такого рода классификаций и преувеличивалось их авторами, они уже в самом начале сыграли важную роль, так как привлекли внимание к количественной стороне и минералогических классификаций.

Одной из первых химических классификаций была классификация Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1890, 1896, 1898), имеющая теперь только историческое значение. «Семейства» или типы горных пород в этой классификации определялись и распределялись в систему по признакам их химического состава.

Первоначально различались такие типы.

Ультраосновные породы (ультрабазиты). I — щелочноземельные, богатые глиноземом: 1) кыштымит; II — щелочноземельные без глинозема: 2) перидотиты, 3) мелилитовые базальты; III — промежуточные с бóльшим или меньшим количеством глинозема: 4) лимбургиты, 5) камптониты, 6) нефелиновые базаниты, 7) лейцитовый базанит, 8) мончикит; IV — щелочные магмы: 9) уртит.

Основные горные породы (базиты). V — щелочноземельные магмы почти без глинозема: 10) пироксениты и горнблендиты; VI — щелочноземельные магмы, более или менее богатые глиноземом: 11) шонкинит, 12) габбро, нориты, диабазы, 12а) базальты, 13) мончикит, 14) мелафир, 15) диориты, 16) габбро-сиенит; VII — промежуточные магмы: 17) трахит, 17а) андезито-трахит; VIII — щелочные магмы: 18) элеолитовый сиенит, 18а) фонолиты, 19) тингуаиты.

Средние горные породы (мезиты). IX — щелочноземельные магмы: 20) андезиты, 21) порфириты; X — промежуточные магмы:

22) сиениты; XI — щелочные магмы: 23) тефрит, 24) ортофир, 25) трахиты.

Кислые горные породы (ацидиты). XII — щелочноземельные магмы: 26) кварцевые базиты, 27) кварцевые диориты, 27а) андезитодациты; XIII — промежуточные магмы: 28) дациты, 28а) кварцевые порфириты, 29) плагиоклазовые граниты — адамеллиты; XIV — щелочные магмы: 30) нордмаркит, 31) пантеллерит, 32) граниты, 33) кварцевый порфир, 33а) липарит.

Впоследствии число семейств было увеличено почти вдвое, но существо классификации, как классификации только химических составов, сохранялось.

На VIII сессии Международного геологического конгресса в 1900 г. была представлена «Количественная классификация изверженных горных пород» четырех американских петрографов — Кросса, Иддингса, Пирсона и Вашингтона. Опубликованная несколько позже (1902, 1903), она получила широкое распространение. Эта классификация, построенная целиком на признаках химического состава, в сущности является тоже классификацией не самих горных пород, а лишь их химических составов. Здесь мы не будем ее рассматривать, укажем только на основной способ ее построения. Из химического анализа вычисляются количества «стандартных минералов», т. е. химических соединений, имеющих идеальный состав главных породообразующих минералов, в виде суммы которых может быть представлен валовой состав породы. Такая сумма стандартных минералов называется «нормой» (norm) состава. Норма может и не совпадать с действительным или «модальным» составом (mode).

Классификация построена на отношениях количеств стандартных минералов нормы. Только в грубом приближении норма отвечает реальному количественному минеральному составу.

Других «химических классификаций» мы рассматривать не будем; все они являются классификацией только одного признака горной породы, именно ее химического состава, и подробнее должны рассматриваться в специальном отделе учения о горных породах — в петрохимии.

Необходимо обратить внимание на то, что классификация химических составов, основанная на цифрах химических анализов, по самому существу могла быть только количественной. Именно с точки зрения вещественного состава, с точки зрения химизма бросаются в глаза различия между такими породами, как, например, сиенит и шонкинит, состоящими существенно из того же щелочного полевого шпата и цветного минерала в резко различных соотношениях, или, как, например, анортозит и меланократовое габбро и т. п.

Не случайно поэтому один из авторов американской количественной химической классификации — Иддингс (1909) ввел в минералогическую систематику изверженных горных пород признак различия по относительному количеству минералов алюмосиликатовых, с одной стороны, и железисто-магнезиальных, с другой. Его схема классификации в упрощенной форме представлена в табл. 7.

В подразделения этой схемы точно не укладываются те подразделения (семейства), которые были приняты Розенбушем (1907) и пользовались в то время общим признанием. Как мы видим, основные признаки этой схемы такие: 1) присутствие или отсутствие кварца или фельдшпатидов, т. е. пересыщенный, насыщенный или недосыщенный характер породы, 2) характер полевого шпата и 3) относительное количество светлых и темных минералов.

Таблица 7

Схема классификации Иддингса (1909)

Щелочной полевой шпат	Мало цветных минералов	Главный образец из кварца	Из кварца и полевого шпата	Главный образец из полевого шпата	Из полевого шпата и фельдшпатидов	Из фельдшпатидов
		Кварцевые жилы	Гранит Риолит Кварцевый порфир	Сиенит Трахит Ортофир (кератофир)	Нефелиновый сиенит, фонолит и тингуаит	Уртит Тавит Суссексит
	Много цветных минералов			Шонкинит (частью) Слюдяной трахит и сиенитовые лампрофиры	Нефелиновый малигнит, частью шонкинит, камптонит, мончикит	Ийолит Миссурит Лейцитит Нефелиновый базальт
Щелочной полевой шпат и плагиоклаз	Мало цветных минералов		Гранодиорит (кварц, монцонит, делленит и соотв. кварц. порфирит)	Монцонит, частью эссексит, латит, андезитовый порфирит (частью) и т. п.	Лейкократовый тералит, частью эссексит. Тефриты	
	Много цветных минералов			Кенталленит, оливиновый монцонит. Абсарокит. Керсантит и другие, лампрофиры	Тералиты более меланократовые	
Плагиоклаз	Мало цветных минералов		Кварцевый диорит (частью) Дациты (частью)	Анортозит, лейкократовое габбро и диабазы. Некоторые базальты и соотв. порфириты	Тешениты и некоторые базаниты	
	Много цветных минералов			Габбро (нормальное и меланократовое) Базальты (главная часть), диабазы и др.	Базаниты (частью)	
Без полевых шпатов	Главным образом цветные минералы			Пироксениты Перидотиты и горнблендиты		

«СЕМЕЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД» РОЗЕНБУША (1910—1923) И ТРЁГЕРА (1935). КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАКРУА (1933)

Более новые классификации, предлагавшиеся разными авторами, являются дальнейшим развитием сложившихся раньше систем.

1. Особенное влияние имела классификация Розенбуша благодаря тому, что согласно с этой классификацией им были написаны капитальная сводка «Mikroskopische Physiographie der massigen Cesteine» (1877) и широко известный его учебник «Elemente der Cesteinslehre» [1] (1898). В последних изданиях его различались такие типы или «семейства»:

Таблица 8

Семейства горных пород по Розенбушу (1910—1923)

Глубинные породы	Излившиеся породы
Гранитовые	Липариты и кварцевые порфиры
Сиенитовые	Трахиты и бескварцевые порфиры
Элеолитовые и лейцитовые сиениты	Фонолиты
Диоритовые горные породы	Андезиты и порфириты
Габбровые	Плагиоклазовые базальты, мелафиры и диабазы
—	Пикриты и пикритовые порфириты
Эссекситы	Трахидолериты
Шонкиниты и тералиты	Тефриты и базаниты
Миссурит и фергусит	Лейцитовые и анальцимовые породы
Бесполевошпатовые нефелиновые и содалитовые породы	Нефелиновые и гаюиновые породы
—	Мелилитовые породы
—	Лимбургиты и авгититы
—	Лампрофировые излившиеся породы
Анортозиты	
Перидотиты и пироксениты	

Жильные изверженные горные породы

Гранит-порфировые жильные породы
Аплитовые породы
Лампрофировые породы

В этой классификации Розенбуш исходит по-прежнему из качественного минерального состава. Типы изверженных горных пород, которые были выделены, получили широкое признание, и в дальнейшем в большинстве случаев авторы других схем классификации принимали их за основные, уточняя их границы, иногда расчленяя или, наоборот, обобщая и добавляя те новые подразделения, которые представлялись не входящими в существующие рамки.

2. В 1935 г. Трёгер сделал полезную сводку определений всех известных к тому времени изверженных горных пород, получивших особое

[1] Русский перевод с 4-го немецкого издания вышел под названием «Описательная петрография». Горно-геол.-нефт. изд., 1934.

название. Таких горных пород с особыми названиями оказалось 777, а при соединяя сюда некоторые синонимы, некоторые непрививщиеся или вышедшие из употребления названия — 1022.

В 1938 г. эту сводку Трёгер дополнил еще 140 новыми названиями. Для всех пород приводится подсчитанный или вычисленный количественный минеральный состав и химический состав тех оригиналов, которые были впервые описаны.

Для классификации всех этих горных пород Трёгер разбил их на семейства, близки к семействам Розенбуша. Названия этих семейств даны по полнокристаллическим представителям (табл. 9).

Таблица 9

Семейства горных пород по Трёгеру (1935)

Гранитовая группа	Щелочные породы
Перацидиты Аплитовые граниты Щелочные граниты Известково-щелочные граниты Гранодиориты Кварцевые диориты	Элеолитовые сиениты Малигниты и шонкиниты Тералиты Эссекситы Ийолиты Фергуситы и тавиты Турьяиты
Сиенитовая группа	**Бесполевошпатовые породы**
Аплосиениты Щелочные сиениты Лузитаниты Известково-щелочные сиениты Монцониты Мангериты	Пироксениты Амфиболиты Гранатовые породы Слюдяные породы Перидотиты Мелилитовые породы Карбонатиты Силикотелиты
Габбро-диоритовая группа	
Анортозиты Диориты Габбро-диориты Габбро Тылаиты	

Трёгер дает количественный минеральный состав каждой горной породы, включенной в его сводку, и он вводит признаки количественного порядка в определения семейств, по которым распределены эти породы. Мы коснемся их при описании типов горных пород.

3. Приведем еще классификацию Лакруа (1933). Она представляет (см. табл. 10)) дальнейшее развитие французской классификации в значительной мере под влиянием химической системы, разработанной Кроссом, Иддингсом, Пирсоном и Вашингтоном (см. выше).

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД, ПРЕДЛОЖЕННЫЕ ШЭНДОМ (1927), ХОЛМСОМ (1920), ДЖОХЕНСЕНОМ (1931), НИГГЛИ (1931)

В большинстве более новых систем классификаций количественные отношения между минералами, входящими в состав горной породы, являются существенным признаком. Здесь мы приведем примеры некоторых систем классификаций, предложенных в последнее время. Кроме признаков минерального состава, качественных и количественных, во все системы входит признак структуры.

1. Систематика изверженных горных пород по Шэнду (1927) основана на комбинации следующих рядов независимых признаков. Он различает горные породы:

1) по присутствию или отсутствию кварца и недосыщенных минералов: O — пересыщенные, S — насыщенные, V — недосыщенные без фельдшпатидов, но с оливином, U — недосыщенные с фельдшпатидами и W — недосыщенные с фельдшпатидами и недосыщенными цветными минералами;

2) по характеру цветного минерала: p — перглиноземные, m — метаглиноземные, s — субглиноземные и k — щелочные;

3) по относительному количеству цветного минерала: L — лейкократовые, M′ — мезократовые, M″ — меланократовые и H — гипермелановые; эти подразделения могут быть заменены величиной CI (colour index — цветовой индекс);

4) по характеру полевого шпата.

В классах O, S, V различаются случаи:

α — когда $Or > (An, Ab)$
β — » $Ab > Or > An$
γ — » $Ab > An > Or$
δ — » $An > (Ab, Or)$

(An, Ab) значит An и Ab — каждый взятый по отдельности.

В классах U и W:

α — когда $Or + Lc > An$
β — » $Or > An$ и Lc нет
γ — » $An > Or + Lc$
δ — » $An > Or$ и Lc нет

Здесь Or — ортоклаз, Lc — лейцит, Ab — альбит и An — анортит.

Кроме того, различаются типы зернистые и афанитовые (кристаллические и нераскристаллизованные).

2. Основные подразделения в систематике Холмса (1920) те же самые, что и у Шэнда, по степени насыщения кремнекислотой (группы O — W Шэнда, 1929). Дальнейшие подразделения сделаны, с одной стороны, по величине отношения щелочных алюмосиликатных составных частей породы — ортоклаза к альбиту или ортоклаза + лейцит к альбиту + нефелин; границы этих отношений взяты условно: от 0 до 3/7, от 3/7 до 7/3 и больше 7/3. С другой стороны, принимается во внимание характер полевого шпата: альбит, олигоклаз-андезин, лабрадор-битовнит, анортит или отсутствие полевого шпата. Наконец, различаются породы лейкократовые, мезократовые и меланократовые. Таким образом, по сравнению с систематикой Шэнда (1927 и

	Со свободным кремнеземом (с явленным кварцем – кварцевые породы – или нет)							Без существенного избытка или недостатка кремнезема			Горные породы насыщенные: если присутствует нефелин (менее 10%) – породы недосыщенные; если нефелин (менее 10%) – нефелинсодержащие				С недостатком кремнезема и с полевыми шпатами		С фельдшпатоидами явленными или нет. Горные породы нефелиновые, лейцитовые или мелилитовые				С недостатком кремнезема и с небольш. колич. (менее 10%) полевых шпатов или без них		
	С явленным полевым шпатом. Плагиоклаз <10%*; орт/плаг.>1			С явленным полевым шпатом и с плагиоклазом			С отношением плагиоклаза к ортоклазу <10			С явленным полевым шпатом (плагиоклаз>10%)			С явленным полевым шпатом и плагиоклазом			С отношением плагиоклаза к явленному полевому шпату <10				С отношением явленного полевого шпата к плагиоклазу <10		Щелочные полевые шпаты и плагиоклаз, орт/плаг.>1/6		Плагиоклаз; щелочной полевой шпат <10%		Калиевые	Калиевые и натрово-калиевые	Натровые
	Калиевые	Натрово-калиевые	Натровые	Ортоклаз> плагиоклаза	Ортоклаз= плагиоклазу	Ортоклаз< плагиоклаза	Олигоклаз	Андезин	Лабрадор	Калиевые	Натрово-калиевые	Натровые	Шел. пол. шп.> плагиокл., акцесс. <10%	Шел. пол. шп.= плагиокл.	Плагиокл.>щел. пол. шп.	Олигоклаз (№ 25)	Андезин (№ 25–30)	Лабрадор (№ 30–65)	Анортит (№ 65–100)	Калиевые и натрово-калиевые	Натровые	$K_2O > Na_2O$	$Na_2O > K_2O$	$K_2O > Na_2O$	$K_2O < Na_2O$			
Голофельдшпатовые							Кварцевые олигоклазиты	Кварцевые андезиты				Альбитит			Ланхаит (содерж. плагиокл.)												
Фельдшпатоидные							Кварцевые диориты 1—III3–4.2–3.4–5		Кварцевые габбро 1—III3–4.4.4–5	Щелочные сиениты 1—III3.1.2–5		Сиениты		Известково-щелочные сиениты	Монцонит						Лейцитовые сиениты (борсолит) нефелиновые сиениты (тингуаит) K_2O и иногда 1—III6–7.1–2.3	Нефелиновые сиениты (фойяит, дискорит, миаскит, ийолит, ювит, корундовый) Лужениты 1—III6.–7.1.4	Сиениты Нефелиновые монцониты 1—III6.2.2–4		+Пульпонит нетронофобный +Себастьянит	Эссексит (с явленным оливином) III6.2.4 Тералиты III6.3.4 Верлиты[2] и якупирангиты (без гетероморфных типов: мафиты, фоидиты, корнеиты III6.4.4)	Миаскит II—III6–9.1–3.2 Аркаиты II.9.1.3		Монцонит (1.8–9.1.4) Уртиты и ийолиты (II.9.1.4)
Голомеланократовые																				Шонкиниты III6.–7.1–9.2–4						Тешениты II.8.1.5 Мелилититы III.8.1.4	
Афанитовые	А. Щелочные микротипы тахиит, порфирит			А. Монцонитовые микротипы		А. Андезитов. микротипы и микродиоритовые	А. Кварцевые микропорфиры		Кварцевое микрогаббро	А. Макролиты и сельбергиты					А. Микролиты	Известково-щелочные тролиты	А.– микролиты и микрогаббро				А. Нефелиновые микросиениты		А. Нефелиновые микромонциниты			А. Микросиениты Микрокварциты		А. Микродиорит	А. Нелинокит II—III.8–9.2.3	А. Микрогаббро
Афанеритовые	В. Рихлиты и рихлитоиды щелочные			В. Дезиниты и дезиноиды 1—III3–4.2.3				3. Гранулиты 1—II.5.1.2–5					В. Латиты Шошонит II.5.3.3	Доцит II.5.4	В. Олигоклазовые андезиты 1—II.5.2.4	Анезиты собст. 1—II.5.3.4	Лабрадориты 1—II.5.4.4–5			В. Лейцитовые фоидиты и фоноиды 1—III6.–7.1.2–3	Фоидиты и тингуаиты 1—III.6.1.4			В. Латиты II.6.2.4		В. Ортоандезиты II.8.2.4 Гефриты и нефелиновые (II.8.2.4) Монциниты (аналогичн. фациям) (III.6.2.4) Базаниты и базанитоиды, лимбургиты III6.8.4		В. Лейцититы III.8.2.2	В. Нефелиновые лейцититы III.8.1.3(4)	В. Нефелиниты Этнаиты III.8.2–.3.4 Анкаратриты IV.8–.9.3–.9.4
	В. Рихлиты с эгирином и рибекитом 1—III3–4.1.3–4		Пантеллериты Комендиты			В. Дациты и дацитоиды 1—III3–4.2–.4.4–5 Скальяниты III.4.2–.4.4																В. Лейцитовые нефелиты Везувит II—III7.2.2									
								Вейт Форшит Хумилит II—IV.5.1.2														Кацит II—III.6.2.3 Кацинит II.6.2.3 Пикеанит II.6.2.3 Оттаниит II (III)6.3.3									
															Бассальты (оливиновые, андезитовые, лабрадоровые) III.5.2.–4.4–5 Комптониты (кампторфировая фация) III.5.–3.–4.4 Мелилитовые типы: Акаларомиты (пироксс.>оливин.) Океаниты (оливин>пироксс.) IV														

С ← ←Обсидианы, пемзы, пеплы→ →

* 10% количества полевых шпатов, а не всей породы.

[1] Структура офитовая или интерсертальная (= диабазы большей частью французских, но не немецких авторов).

[2] Акалькалиновые типы (ювиниты, тешениты).

Объяснения

Магматические параметры: отношения минералогические или химические вычисленные, позволяющие поместить породу в классификации согласно химическому и вычисленному минеральному составу (голомеланократовые, меланократовые, мезократовые, гололейкократовые).

(1) $\frac{SiL}{FeM} = \frac{\text{светлые составные части}}{\text{железисто-магнезиальные составные части}}$

(2) $\frac{Qz}{F} = \frac{\text{кварц или фельдшпатиды}}{\text{полевые шпаты}}$

[Избыток кремнезема (2.3.4); насыщенность (5) или недостаток (6.7.8.9)]

(3) $\frac{Na_2O + K_2O \text{ полевых шпатов и фельдшпатоидов}}{CaO \text{ полевошпатовой извести}}$ (богатство щелочными полевыми шпатами и фельдшпатоидами или плагиоклазом),

(4) $\left(\frac{K_2O}{Na_2O}\right)$ полевых шпатов и фельдшпатоидов (богатство ортоклазом, лейцитом, альбитом или нефелином)

+ Гетероморфные типы – породы того же химического состава, но разного минерального состава.

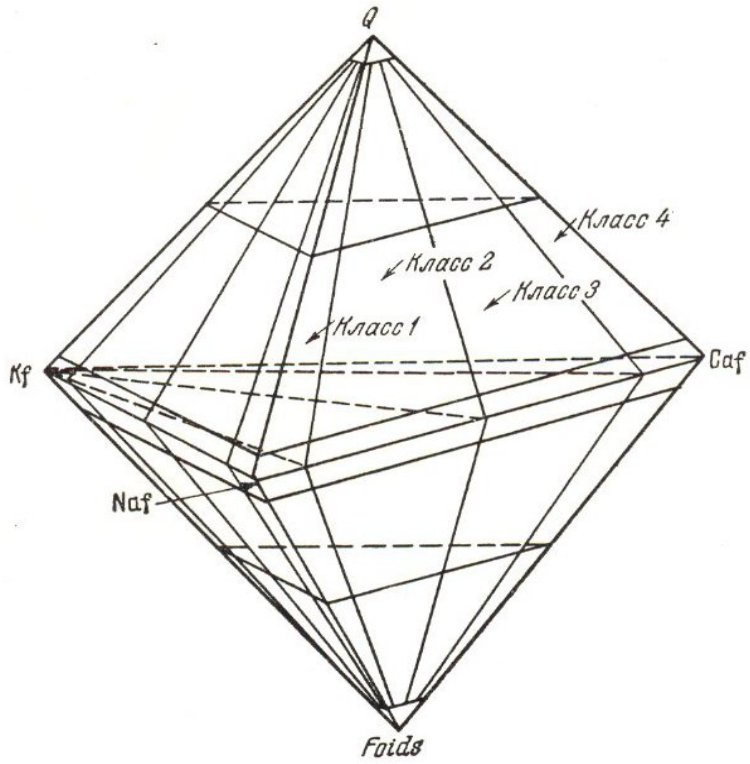
Долиноморфные типы – породы, которые в силу особых условий кристаллизации содержат минералы вообще симптоматические (кварц, нефелин), которые нельзя предвидеть по основании их химического состава. Например: комендит, богатый явленным кварцем, который не обнаруживается вычислением.

Криптоморфные типы – породы, в которых не явлены характерный минерал. Например: риолиты без кварца (риолитоиды), базаниты без нефелина (базанитоиды).

следующие издания) здесь больше внимания уделяется салическим составным частям и меньше — характеру цветных минералов.

3. Классификация Джохенсена (1931), принятая в его большой современной сводной работе по изверженным породам, построена таким образом.

Прежде всего, горная порода разделяется на четыре класса по относительному количеству лейкократовых и меланократовых (мафических) минералов. Границы этих подразделений: 1 — менее 5%, 2— от 5 до 50%, 3 — от 50 до 95% и 4 — более 95% темных минералов. Первые три класса разделяются на порядки на основании отношений между кварцем (Q), калиевым полевым шпатом (Kf), натровым полевым шпатом (Naf)



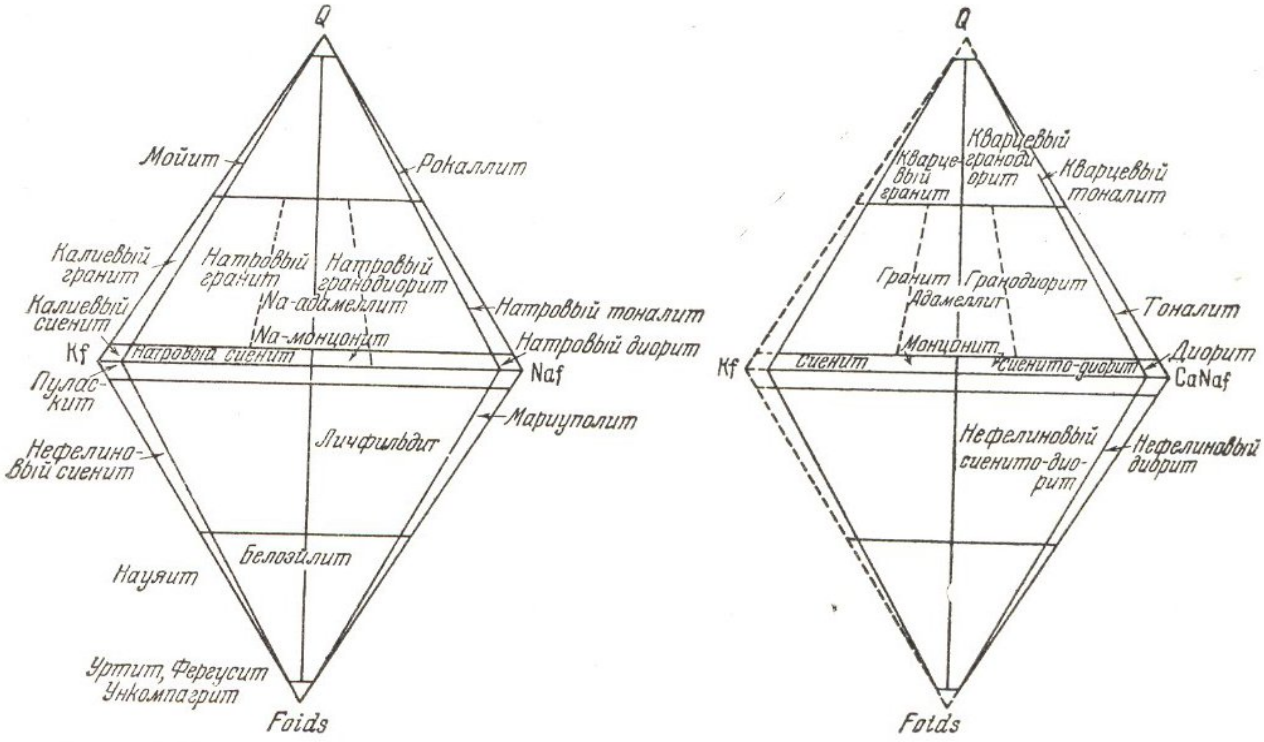
Фиг. 46. Пространственная диаграмма в виде двойного тетраэдра для изображения составов изверженных горных пород по системе Джохенсена.

и известковистым полевым шпатом (Caf) и фельдшпатидами (Foids). Эти подразделения можно представить графически в виде двойного тетраэдра (фиг. 46), как об этом способе было сказано выше.

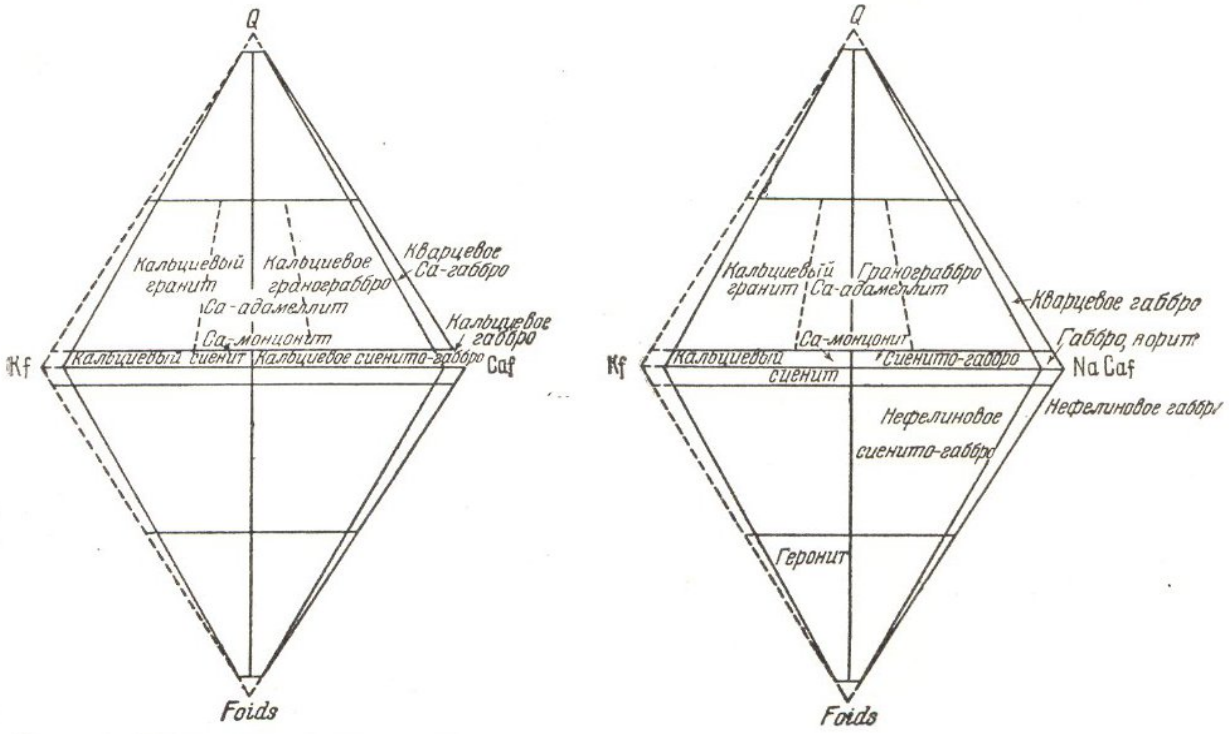
Разделение в первых трех классах по отношению кварца (Q) к полевому шпату (Fp) или фельдшпатидов (Foids) к полевому шпату представляет «семейства», на которые распадаются порядки. Крупные семейства разделяются на подсемейства, как это показано на фиг. 47 и 48 слева. Все эти подразделения у Джохенсена перенумерованы (сверху вниз).

Для класса 4 подразделения делаются, как показано на фиг. 48 справа, и основаны на отношении оливина к бисиликатам; граниты взяты те же: 0—5%, 5—50%, 50—95% и более 95%.

4. По тем же признакам реального минерального состава, как Джохенсен и другие, разделяет изверженные горные породы и Ниггли (1931). Однако он относит альбит вместе с ортоклазом к щелочному



Фиг. 47. Диаграммы в виде двойных треугольников для первого и второго классов изверженных горных пород по классификации Джохенсена.



Фиг. 48. Диаграмма в виде двойных треугольников для третьего и четвертого классов изверженных горных пород по классификации Джохенсена.

полевому шпату, противопоставляя его известковому полевому шпату — анортиту, и вместо границ Джохенсена 0, 5, 50, 95% берет те границы, которые принимались авторами американской количественной классификации, а именно 7 : 1; 5 : 3; 3 : 5; 1 : 7, т. е. 12,5; 37,5; 62,5; 87,5%.

Основными группами классификации будут следующие:

1. Полевошпатовые горные породы, содержащие не менее 87% полевых шпатов.

2. Кварцево-полевошпатовые, если отношение кварца к полевым шпатам более 1/7 и менее 5/3, при этом богатые кварцем, если его более 3/8.

3. Силекситы с содержанием кварца выше 7/8 и полевошпатовые силекситы, если кварца менее 7/8, но более 5/8.

Таблица 11

Разделение изверженных горных пород в зависимости от содержания цветных минералов (по Ниггли)

Объемное содержание цветных минералов

	0—1/8	1/8—2/8	2/8—3/8	3/8—4/8	4/8—5/8	5/8—6/8	6/8—7/8	7/8—1
Увеличение содержания кварца ↑	Граниты и гранодиориты		Мела-	Мела-	Богатые мафическ. Мела-	Мафитит-	Преимущественно горные породы так называемого известково-щелочного ряда	
	Лейко-	Кварцевые диориты		Мела-		Мафитит		
	Лейко-	Лейко-	Граногаббро Кварцевое габбро Диориты		Мела-	Мела-		
	Анортозит	Лейко-	Лейко-	Габбро		Мафитит-		
							Пироксениты, горнблендиты, перидотиты	
Увеличение содержания фельдшпатидов ↓	Щелочные граниты Щелочные сиениты		Мела-	Мела-	Богатые мафическ. Мела-	Мафитит-	Преимущественно горные породы щелочных рядов, натрового и калиевого	
	Фойяиты							
	Лейко-	Сиениты Плагиофойяиты		Мела-	Мела-	Мафитит-		
	Лейко-	Лейко-	Сиенодиориты Фоиддиориты		Мела-	Мела-		
	Щелочные фельдшпатоиды Фоиданортозиты	Лейко-	Лейко-	Сиеногаббро Фоидгаббро		Мафитит-		
	Уртит Италит		Ийолит Аркит		Мельтейгит Миссурит			

4. Фельдшпатидово-полевошпатовые породы, если количество фельдшпатидов в пределах 1/8 и 3/8; богатые фельдшпатидами, если их 3/8—5/8.

5. Фельдшпатидовые и полевошпатово-фельдшпатидовые породы, если соответственно содержание фельдшпатидов более 7/8 или в пределах 5/8—7/8.

Далее идет разделение по характеру полевого шпата: щелочной полевой шпат, известково-натровый плагиоклаз (№ 10—50) и натрово-известковый (лабрадор — анортит). Характер плагиоклаза определяет классификационную группу, когда его более 50%.

Важный признак — количественное отношение светлых и темных минералов — выражается так, как это показано для зернистых пород табл. 11.

Здесь указано содержание цветных минералов в типах, которые можно считать за нормальные. Отклонения предлагается обозначать особыми приставками к названиям горной породы. Если цветных составных частей меньше нормального — приставкой «лейко-», если больше нормы — «мела-», а при еще большем содержании цветного минерала применять двойное название вроде «габбро-пироксенит», «диорит-горнблендит» и т. д.

Некоторых подробностей этой классификации придется коснуться в дальнейшем, при описании горных пород.

ОСНОВНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ В СИСТЕМАТИКЕ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Как можно видеть на приведенных примерах классификаций, границы между группами разных горных пород в количественных классификациях принимаются более или менее условно. Делались попытки получить данные для проведения таких границ путем статистического рассмотрения совокупностей разных горных пород. У нас этим много занимался Б. М. Куплетский (Куплетский и Окнова, 1934; Куплетский, 1936_2; Куплетский и Ковалева, 1939; Куплетский, 1944). Однако эти попытки не дали пока существенных результатов, и систематическая количественная классификация изверженных горных пород, основанная на статистическом рассмотрении их совокупностей, еще не построена. Мы еще встретимся с результатами таких исследований в описательной части.

Причина трудности определения «естественных» границ между разными типами понятна. Как уже было сказано при рассмотрении основных принципов систематики, в петрографии нет резких и определенных границ между отдельными видами и разновидностями горных пород. Не могут быть они проведены и для указанных более крупных групп, которые также связаны между собой переходами.

Внутри каждой из этих групп, на основании более мелких признаков, выделяются виды пород, в разной степени отличающиеся один от другого, но обладающие некоторой совокупностью общих признаков группы. Видовые признаки, так же как признаки групп, выбираются более или менее условно, и в пределах каждого вида объединенные в этот вид породы не вполне одинаковы. Нет возможности поэтому перечислить бесконечное разнообразие всех разновидностей встречающихся в природе изверженных пород, и всегда приходится, в зависимости от полноты и подробности изложения, ограничиваться бóльшим или меньшим числом типов, выделенных на основании большего или меньшего числа тех признаков, которые представляются при современном состоянии науки наиболее существенными. Эти типы являются единицами, которые мы соединяем в группы большого объема; такие группы опять можно так

или иначе соединять между собою, и таким образом мы приходим к систематике горных пород.

Одним из спорных вопросов в классификации изверженных горных пород является вопрос о выделении в особую группу горных пород жильных, отличающихся прежде всего своим способом залегания. Мы видели уже, что существенные возражения против этого основаны на том принципе, что одинаковые по составу и структуре горные породы, отличающиеся только способом залегания, не должны получать особых названий. Но мы упомянем и о другой точке зрения.

Как мы видели, многие петрографы разделяют даже все изверженные породы на три класса: глубинных пород, жильных и эффузивных. Эти классы распадаются на «семейства», представляющие собой более или менее естественные группы, внутри которых представители горных пород объединяются сходством химического и минерального состава. Каждому семейству того или другого класса отвечают семейства других классов: гранитам отвечают кварцевые порфиры и липариты, сиенитам — трахиты, габбро — диабазы и базальты и т. д.

Мы, согласно с некоторыми петрографами, соединяем вместе соответствующие семейства трех классов Розенбуша (1877), и таким образом получаются основные крупные подразделения систематики, которые мы будем называть группами, обозначая их двойным названием — глубинных и эффузивных представителей, например группа гранита и липарита, сиенита и трахита, габбро и базальта и т. д.

Границы отдельных групп изверженных горных пород в их классификации определяются присутствием, в существенном количестве, или отсутствием того или другого из главных породообразующих минералов. Некоторые из этих минералов очень характерны (минералы симптоматические). Кроме того, важным признаком является характер плагиоклаза (кислый, средний и основной). Так, граниты характеризуются присутствием кварца как существенной составной части, преобладанием щелочного полевого шпата и подчиненным количеством кислого плагиоклаза, базальты — основным плагиоклазом и пироксеном, оливином и т. д.

В особенности большое разнообразие состава мы находим среди так называемых щелочных пород, которые являются породами очень редкими. Но вместе с тем эти щелочные породы имеют много общих черт и в минеральном составе и в химическом и, кроме того, как показывают наблюдения, они встречаются большей частью совместно, указывая таким образом на генетическую связь их между собой. Поэтому резонно соединить некоторые из семейств щелочных пород Розенбуша. Группы, образованные таким образом, все-таки будут обнимать породы, играющие по своему распространению незначительную роль в составе земной коры, но колебания в минеральном, а отчасти и химическом составе пород, объединенных в такие группы, будут заключены в несколько более широких пределах, чем в группах более распространенных пород. Именно, мы соединим вместе семейства эссекситов, шонкинитов и тералитов, миссурита и фергусита, ийолита и бекинкинита вместе в группу щелочных габброидных пород, которым среди эффузивных эквивалентов будут отвечать щелочные базальты, обнимающие выделенные Розенбушем семейства трахидолеритов, тефритов и базанитов, лейцитовых и нефелиновых пород, а также лимбургитов и авгититов и эффузивных лампрофиров. Такое объединение щелочных пород принято, например, в учебнике Хача (1926) («щелочные габбро» и «щелочные базальты»). Дэли (1933), объединяя в «кланы» соответствующие семейства глубинных и эффузивных пород, а также жильных асхистовых, тоже соединяет все щелочные

породы в щелочной клан, присоединяя сюда даже и нефелиновые сиениты и фонолиты. Жильные породы Розенбуша большей частью так или иначе распределяются по группам той системы, в порядке которой мы будем рассматривать породы, но в конце обзора придется сопоставить между собою породы, объединяемые под именем лампрофиров.

Среди «кланов», на которые разделяет изверженные горные породы Дэли, мы встречаем еще выделенными особо гранодиориты. Розенбуш соединяет их с кварцевыми диоритами и включает вместе с последними в семейство диоритов. Мы будем рассматривать гранодиориты (и некоторые кварцевые диориты) как особую подгруппу в группе гранитных пород.

Во всех таких группировках, конечно, приходится допускать ряд условностей относительно границ групп, ибо все эти группы являются звеньями непрерывного ряда, находящимися в совершенно определенных взаимных отношениях. Всего нагляднее эти отношения можно представить, сравнивая на диаграмме главные черты химического состава групп.

На основании минерального и химического состава можно выделить следующие большие группы:

1. Группа гранитов — риолитов и гранодиоритов — дацитов (группа кислых пород)
   - А. Подгруппа липаритов (щелочных и известково-щелочных)
   - Б. Подгруппа гранодиоритов-дацитов
2. Группа сиенитов — трахитов (щелочных и известково-щелочных)
3. Группа диоритов — андезитов
4. Группа габбро — базальтов
5. Группа ультраосновных бесполевошпатовых пород
6. Группа фельдшпатидовых (нефелиновых) сиенитов — фонолитов
7. Щелочные габброиды — щелочные базальты

Группы 3, 4 и 5 — типичные известково-щелочные породы, 6 и 7 — типичные щелочные. В группах 1 и 2 тот и другой ряд сближаются, и здесь мы имеем как известково-щелочные, так и щелочные типы.

Порядок, в котором перечислены эти группы, соответствует изменению минерального и химического состава, начиная от наиболее кислых к более основным, так, как это делается в большинстве классификаций.

Этот порядок является условным, но он принят в большинстве учебников. В таком порядке перечислены сейчас группы лишь с целью сделать удобным сравнение их объема с «семействами» или группами, принятыми в других распространенных руководствах по петрографии.

В табл. 12 показано, как различные признаки учитываются при классификации изверженных горных пород. Там даны только самые главные типы для общей ориентировки в разнообразии изверженных пород. Более полное представление о систематике можно, конечно, получить только после ознакомления с этим разнообразием горных пород.

Около четверти века тому назад вышел учебник петрографии Ж. Лапарана (1923), где, в отличие от общепринятого рассмотрения материала, автор применил такую классификацию изверженных горных пород:

1 группа.	I. Семейство периодитов, пироксенитов и горнблендитов
	II. Семейство габбро и диоритов.
	III. Семейство кварцевых диоритов.
2 группа.	IV. Семейство гранитов.
3 группа.	V. Семейство монцонитов и сиенитов.
	VI. Семейство нефелиновых сиенитов.
	VII. Семейство тералитов и ийолитов.

Таблица 12

Разделение изверженных пород по минеральному составу и структуре

Залегание	Структура		Белая, красноватая, серая, иногда зеленоватая ← ОКРАСКА → темносерая, темная, зеленоватая до черной																
Вулканические эффузии и экструзии, покровы и потоки, купола; реже дайки (неглубокие интрузии)	Стекловатая		Кислые стекла: перлит, пемза, пехштейн, обсидиан						Минералы нераспознаваемые, стекловатый вид, окраска большей частью темная Андезитовый обсидиан			Основные стекла: базальтовый обсидиан, шлаки, тахилит						
	Стекловато-кристаллическая		Минеральный состав различим только под микроскопом, по нему горные породы разделяются как афанитовые разности порфировых групп. Макроскопически отличают светлые и легкие фельзиты от темных и тяжелых трапов															
	Порфировая до стекловатой, особенно в кислых породах, и до зернистой в основных	Кайнотипные	Щелочной липарит (пантеллерит)	Щелочной трахит	Риолит, липарит	Трахит	Фонолит	Делленит, частью дацит	Трахиандезит (латит)	Дацит	Андезиты	Базальты (порфировая структура), Долериты (офитовая структура)	Тефрит	Базанит	Нефелинит	Нефелиновый базальт Лейцитовый базальт	Авгитит (со стеклом, содержащим в составе щелочной алюмосиликат) Лимбургит	Пикритовые порфириты (кимберлит) Лимбургиты, мончикит (со стеклом, содержащим щелочные, алюмосиликаты)
		Палеотипные	Щелочные кварцевые и бескварцевые порфиры и кератофиры		Кварцевый порфир	Порфир, ортофир, кератофир или альбитофир	Нефелиновый порфир, эпилейцитовый порфир	Кварцевый плагиопорфир	Плагиопорфир	Кварцевый порфирит	Порфириты	Мелафиры Диабазы (офитовая структура)	Порфириты с нефелином или эпилейцитом					
Дайки и другие небольшие интрузии	Порфировидная микрозернистая до мелкозернистой, в основных зернистая		Щелочной гранитовый порфир, аплит (без цветных минералов)	Щелочной сиенитовый порфир, аплит (бостонит)	Гранитовый порфир, частью аплит	Сиенитовые порфиры, лампрофиры, минетты, вогезит	Элеолитовые порфиры Тингуаит	Кварцевый монцонит-порфир	Монцонит-порфир Некоторые лампрофиры	Кварцевые диоритовые порфириты, плагиапляциты, бедные цветными минералами	Диоритовый порфирит	Диабазы	Тешениты – диабазы с анальцимом Частью эссекситы (см. ниже)	Альбитит		Мончикит	Пикритовые порфириты
												Беербахит (микрозернистая структура) Габбропорфирит (порфировая структура)						
											Лампрофиры: Керсантит (со слюдой) Минетт, спессартит (с роговой обманкой)	Одинит (с роговой обманкой)						
Значительные интрузивные массы, реже небольшие интрузии	Зернистая		Щелочной гранит	Щелочной сиенит	Гранит Граводиорит (частью)	Сиенит	Нефелиновый сиенит	Граводиорит, адамеллит, бенитит, частью кварцевый монцонит	Монцонит	Кварцевый диорит, частью граводиорит	Диорит	Габбро (с монокл. пироксеном) Норит (с ромбическим пироксеном)	Тералит (с нефелином) Эссексит (менее щелочной, часто без нефелина)		Ийолит (нефелин + авгит) Уртит (нефелин+ +эгирин) Миссурит (лейцит + цветные минералы и нефелин)		Пироксенит	Перидотиты (оливин + + пироксен и другие цветные минералы) Дунит (оливин+хромит)
												Анортозит (почти без цветных минералов)	Троктолит (без пироксена с одним оливином)					
Минеральный состав			С кварцем	Без кварца	С кварцем	Без кварца		С кварцем	Без кварца	С кварцем	Без оливина	С оливином	Без оливина	С оливином	Без оливина	С оливином	Без оливина	С оливином
			Цветные минералы: биотит, щелочные пироксены и амфиболы		Цветные минералы: биотит и обыкновенная роговая обманка, реже пироксен		Цветные минералы: биотит или щелочные пироксены и амфиболы	Цветные минералы: биотит, роговая обманка, пироксен			Пироксен моноклинный и ромбический, части базальтическая роговая обманка		Цветные минералы: пироксен, часто баркевикит		Цветные минералы: авгит (титанистый), баркевикит и др.			
			Почти исключительно щелочной полевой шпат		Подчиненное количество плагиоклаза, большей частью кислого		Присутствуют фельдшпатиды	Существенно плагиоклазовые горныепороды					С фельдшпатидами или по крайней мере с щелочным полевым шпатом		Порода с мелилитом			
			В большом количестве, обычно преобладающий щелочной полевой шпат – калиевый, калиатровый и натровый					Щелочной полевой шпат и плагиоклаз в равном количестве		Значительно преобладает или исключительно плагиоклаз средний до кислого ⟷ основной			С фельдшпатидами и без полевых шпатов		В числе минералов нет алюмосиликатов		

А. Н. Заварицкий

Эта классификация с некоторыми изменениями (с разделением диоритов и габбро, а также тералитов и ийолитов) была применена в распространенном учебнике В. И. Лучицкого (1949) и получила у нас название классификации Лаппарана — Лучицкого.

В настоящей работе мы также не следуем наиболее распространенному обычно описанию горных пород, начиная от гранитов к более основным. Мы не следуем полностью и обратному порядку. Те крупные группы, на которые мы разделили всю совокупность изверженных пород, будут описаны во второй части книги в таком порядке:

1. Группа габбро — базальтов.
2. Группа бесполевошпатовых горных пород.
3. Группа диоритов — андезитов.
4. Группа гранитов — риолитов и гранодиоритов — дацитов.
5. Группа сиенитов — трахитов.
6. Группа фельдшпатидовых сиенитов — фонолитов.
7. Группа щелочных габброидов.

Распространенность разных типов изверженных горных пород

Относительно объема указанных выше групп надо иметь в виду, что они далеко не равноценны по распространению.

Относительное распространение разных типов изверженных горных пород на той или иной более или менее обширной территории зависит от геологической истории этой территории. В настоящее время мы еще не можем произвести такой подсчет для всей поверхности земного шара, но подсчеты для более или менее обширных областей уже сделаны. Более тридцати лет тому назад такой подсчет для Соединенных Штатов Америки был выполнен Дэли (1933) и повторялся другими авторами.

По подсчетам для Северной Америки (Дэли и др.) приблизительно можно так оценить распространенность разных типов изверженных горных пород (в %):

Граниты	23	Анортозит	Десятые доли процента
Андезиты	24	Монцонит	
Базальты	21	Перидотит	
Гранодиориты . .	12	Нефелиновый сиенит	Сотые доли процента
Риолиты	12	Тералит	
Диориты	2	Шонкинит	
Габбро	5,2	Пироксенит	
Диабаз, Дацит	по 0,5	Трахиты	Сотые доли процента
		Фонолиты	
Сиениты		Нефелиновый сиенит	
несколько менее	0,5	Латит	
		Лимбургит	

Для территории Советского Союза подобные подсчеты были сделаны С. П. Соловьевым (1952), хотя различные горные породы им были подразделены менее детально.

Интересно сравнить отношение разных типов горных пород в различных областях СССР. Из этого сравнения ясно видно влияние на распространенность изверженных горных пород геологической истории этих областей и прежде всего степени их размыва.

В областях древних щитов, где обнажены докембрийские породы, преобладающими являются глубинные интрузивные горные породы и прежде

всего граниты. В молодых областях вулканические породы наряду с осадочными горными породами скрывают еще не обнаженные массы интрузий. Тогда как в таких районах, как Украина, северо-запад СССР (Кольский полуостров и Карелия) или область Байкала, где развиты докембрийские образования глубинные и изверженные породы составляют 90—95%, в районах моложе мезозойских и кайнозойских глубинные породы составляют всего около 15%, а 85% приходится на долю эффузивных.

Вместе с С. П. Соловьевым (1952) можно выделить такие главные типы (не считая различий по возрасту): кислые интрузивные горные породы, основные интрузивные породы, основные эффузивные породы, кислые эффузивные породы и щелочные изверженные горные породы. Обратимся к распространению их в отдельных областях (табл. 13).

Таблица 13

Распространение изверженных горных пород по областям СССР (%)

Горные породы	Кольский п-ов Карелия	Украина	Урал	Кавказ и Крым	Средняя Азия	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток и Якутия
Граниты и гранодиориты	82,2	93,6	33,1	31,0	51,7	66,0	93,1	23,0
Габбро	5,2	3,7	12,3	2,8	0,7	2,8	0,2	0,3
Перидотиты		—	10,5		0,3	1,2		0,01
Сиениты	—	—	0,2	—	—	—	—	—
Нефелиновые сиениты и другие щелочные горные породы	2,8	1,5	0,1	0,3	0,03	1,9	0,002	0,002
Основные эффузивные породы	9,5	1,2	39,3	61,1	4,3	14,1	5,7	62,7
Кислые эффузивные породы	0,3	?	4,5	4,7	43,0	14,0	1,0	14,0
Трахиты	—	—	—	0,1	—	—	—	—

В эти подсчеты не вошла огромная область в 1,5 млн. км^2 сибирских траппов. Если мы сопоставим распространение в СССР разных изверженных пород среди докембрийских образований, с одной стороны, и послекембрийских — с другой, то мы получим такие цифры (в %):

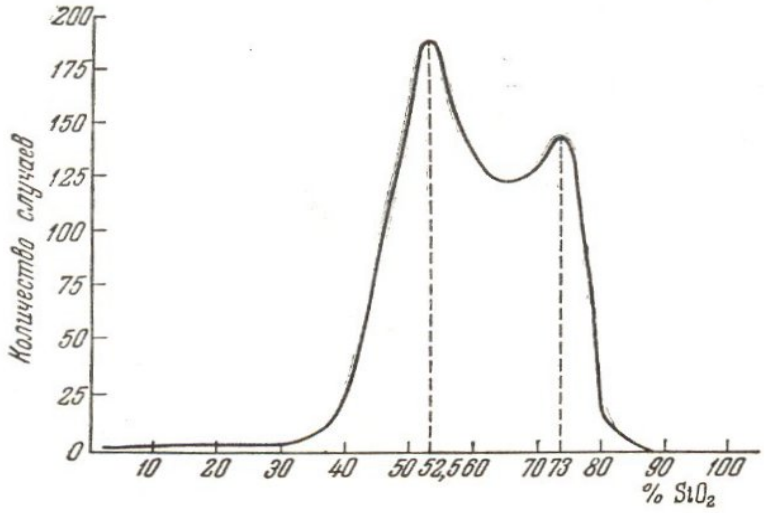
	Докембрийские	Послекембрийские
Кислые интрузии	87	46
Основные интрузии	3,7	3,0
Щелочные породы	—	0,5
Кислые эффузии	0,3	15
Основные эффузии	8,8	35,5
Отношение интрузии к эффузии	91 : 9	50 : 50

Интересно сравнить их с данными для Северо-Американских Штатов:

	СССР	США
Кислые интрузии	48,7	35
Основные интрузии	2,3	5
Основные эффузии	35,1	45
Кислые эффузии	13,5	12,5
Щелочные породы	0,4	—

Относительно этих цифр можно сделать следующие замечания. Большое распространение гранитных пород в северо-западной части СССР, на Украине и в Восточно-Сибирском крае связано с тем, что мы находимся здесь в области докембрийских щитов. Относительно значительного распространения основных эффузивных пород заметим, что оно объясняется большим распространением их в Карелии.

На Урале очень значительно распространение пород габбро-перидотитовой формации. Они образуют зону с западной стороны области развития изверженных горных пород этой горной системы. С востока изверженные горные породы прикрыты покровом молодых третичных



Фиг. 49. Кривая распространенности изверженных горных пород с различным содержанием кремнекислоты (по числу химических анализов).

и частью мезозойских образований, под которыми, вероятно, залегают основные вулканические породы, прорванные гранитными интрузиями.

Таким образом, необычно высокая цифра для горных пород габбро-перидотитовой формации была бы меньше, если бы этого покрова не было.

Не совсем ясна причина слишком высокой цифры для кислых эффузивных пород, на территории среднеазиатских республик (Казахстана и др.). Возможно, что она должна быть исправлена. Относительно низкие цифры для кислых эффузивных пород на Кавказе и Дальнем Востоке связаны с молодостью горных сооружений этих областей.

Сопоставление докембрийских и послекембрийских изверженных горных пород в целом по СССР еще раз подтверждает преобладание гранитов в первых.

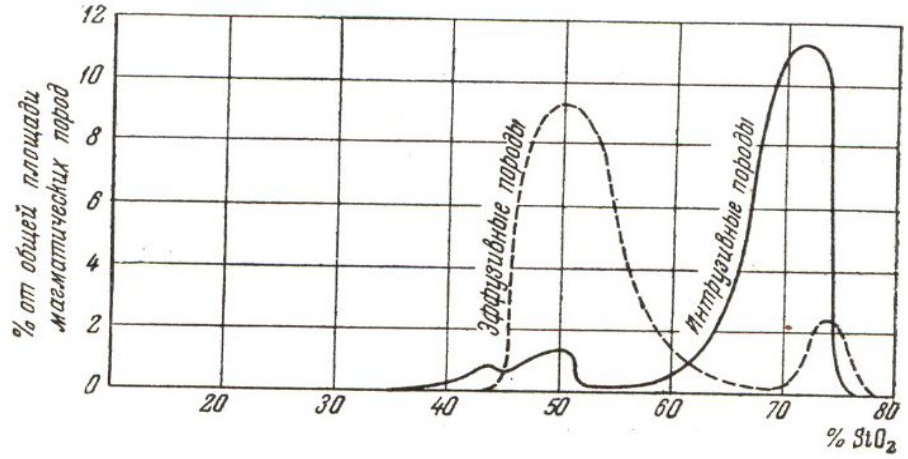
Если сравнить распространение разных групп изверженных горных пород в Советском Союзе с распространением их в Северо-Американских Штатах, то здесь сказывается также роль древних докембрийских щитов, входящих в пределы нашего отечества. С другой стороны, уже было сказано, что в подсчет не вошли наши сибирские траппы, развитые участками на колоссальной площади — около 1,5 млн. км^2.

Цифры всех расчетов очень приблизительны, так как они получены из рассмотрения обзорных карт мелкого масштаба, но они все же с полной ясностью устанавливают важные особенности распространения разных типов изверженных горных пород:

1. Преобладание гранитных пород среди интрузивных горных пород.

2. Преобладание базальтов и андезитов среди эффузивных.
3. Отношение гранитов к габбро вообще не менее 10.
4. Отношение базальтов и андезитов к риолитовым породам, вероятно, грубо около 3—4.
5. За исключением докембрийских щитов, распространение кислых интрузивных пород, с одной стороны, и основных эффузивных, с другой, выражается не очень расходящимися цифрами.
6. Щелочные изверженные горные породы пользуются ничтожным распространением.

Первое, весьма приближенное представление о распространенности разных типов изверженных горных пород было получено из статистической кривой Ричардсона и Снисби (1922), изображенной на фиг. 49. Она



Фиг. 50. Относительная распространенность изверженных горных пород с различным содержанием кремнекислоты (по площади распространения на континентах).

построена таким образом: по оси абсцисс откладывалось процентное содержание SiO_2, а по оси ординат — число имеющихся анализов изверженных горных пород, обладающих этим содержанием. Эта кривая дает указания о существовании среди изверженных горных пород двух наиболее распространенных типов, между которыми существуют типы переходные. Один из этих наиболее распространенных типов характеризуется содержанием SiO_2 около 52%, а другой — около 72—75%. В этих типах нетрудно узнать, с одной стороны, базальт, а с другой — гранит.

Кривая Ричардсона и Снисби не дает правильного представления о распространенности разных типов изверженных горных пород, так как число анализов не соответствует действительной распространенности той или иной горной породы. Не следует забывать, что редкие, очень мало распространенные горные породы изучались тщательнее и почти всегда анализировались, тогда как в химическом анализе обычных, широко распространенных горных пород часто не было необходимости. Отсюда получилась относительно небольшая разница в распространенности указанных двух типов и типов промежуточного состава (средних и щелочных пород).

С. П. Соловьев (1952) построил новые статистические кривые распространенности как глубинных, так и эффузивных пород. Эти кривые получены им таким образом: за ординату было взято не число анализов, а площадь распространения соответствующей горной породы, измеренная на

геологических картах и взятая в процентах от общей площади распространения изверженных горных пород; по оси абсцисс также откладывалось процентное содержание SiO_2. Кривые С. П. Соловьева показаны на фиг. 50. Рассмотрение их дает возможность уже более уверенно говорить, что самыми распространенными изверженными горными породами являются граниты среди интрузивных пород и базальты среди эффузивных. При этом очевидно, что вообще самыми распространенными горными породами являются граниты, а не основные породы, как это можно было предположить из рассмотрения кривой Ричардсона и Снисби (см. фиг. 49). Промежуточные типы (средние и щелочные породы) имеют несравненно меньшую распространенность, что, как указано выше, не отразилось на кривой упомянутых авторов. Заметим, что на кривых С. П. Соловьева отражена и относительно широкая распространенность других обычных типов изверженных горных пород (ультраосновных и основных среди интрузивных пород и риолитов и кварцевых порфиров среди эффузивных).

Указанная особенность статистических кривых, отмечающая наличие двух наиболее распространенных среди изверженных горных пород типов, послужила для некоторых авторов [Ричардсон (1923), Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1940)] одним из оснований для утверждения о несмесимости и даже о генетической независимости гранитной и базальтовой магмы. Такое мнение является очевидным недоразумением. Статистические кривые, полученные любым из указанных выше способов, отмечают только относительную распространенность различных типов горных пород, не давая никаких оснований для суждения об их генезисе. Только непонимание сущности статистического метода могло привести к таким необоснованным заключениям.

Часть вторая

ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

*

Глава VI

ГРУППА ГАББРО — БАЗАЛЬТА

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Обширная и весьма важная группа габбро — базальта, как мы уже видели, встречается на земной поверхности главным образом в виде эффузивных своих представителей. По своему распространению базальты соперничают с гранитами. Считают, что среди эффузивных пород базальты, вероятно, раз в пять превышают по объему все остальные излившиеся породы вместе взятые, а базальты и пироксеновые андезиты вместе — раз в пятьдесят все остальные эффузивные породы. Дэли (1933), как мы уже видели, оценивает распространенность базальтов для Северной Америки в 21%, андезитов в 24%. Как уже отмечалось, судить точно о соотношении между базальтами и авгитовыми андезитами трудно, ввиду близости этих пород и в значительной мере условности границы между ними, которую особенно трудно провести для палеотипных представителей.

Если по распространенности изверженные горные породы габбро-базальтовой группы и можно сравнивать с породами группы гранита и гранодиорита, то в остальных отношениях мы имеем здесь огромное различие.

1. Хотя представители той и другой группы этих наиболее распространенных изверженных горных пород встречаются и в виде интрузивных масс, застывших в земной коре, и в виде излияний или экструзий, застывших на земной поверхности, количественное соотношение интрузивных и экструзивных масс в той и другой группе прямо противоположно. В группе габбро — базальта эффузивные горные породы во много раз превосходят по объему интрузивные массы, тогда как в группе гранита — риолита и гранодиорита — дацита дело обстоит как раз наоборот: граниты во много раз превосходят по количеству риолиты и кварцевые порфиры.

2. Базальты встречаются в огромных массах как в областях тектонически устойчивых, не подвергавшихся складчатости (базальты плато), так и в зонах горообразования. Гранитные массивы мы находим в складчатых зонах. Огромные массы гранитов, слагающие щиты и основания платформ, являются древнейшими образованиями, возникшими также в связи с древнейшей докембрийской складчатостью и своим внедрением превратившими эти неустойчивые зоны в прочные платформы.

3. В складчатых зонах, где базальты и связанные с ними андезиты (основные эффузивные породы) встречаются совместно с гранитами и связанными с ними гранодиоритами, основные эффузивные породы появились главным образом раньше кислых интрузий и до главных этапов складчатости. Они обычно изменены метаморфизмом при горообразовательных процессах, а значительные массы кислых интрузивных пород внедрились позднее, во время складчатости и после нее, и метаморфизуют основные эффузивные породы.

4. В таких сложных интрузивных массах, в состав которых входят и габбро и граниты, образование габбровых частей их обыкновенно предшествует интрузиям гранита. Последовательность эффузий в вулканах более сложная, но нередко кислые породы экструдированы после долгого периода покоя вулкана.

Наконец, габбро-базальтовые и гранит-риолитовые горные породы отличаются по свойствам той магмы, из которой они произошли.

Горные породы габбро-базальтовой магмы более, чем какие-либо другие, могут служить типичным образцом изверженных горных пород. Они состоят из минералов, которые могут быть получены из расплава. Их происхождение путем затвердевания расплавленной магмы происходит на глазах человека во многих вулканических областях. Базальтовая магма сравнительно легко кристаллизуется, и мы имеем превосходные примеры изменения структур возникших из нее горных пород — от стекловатой в вулканических породах (шлаках и в верхних частях потоков), через микролитовые, офитовые и микрозернистые до крупнозернистых габбро. Связь стекловатых или полустекловатых базальтов с полнокристаллическими габбро также можно превосходно видеть. Замечательный пример этого дают гавайские вулканы, где базальтовая магма, медленно остывая в интрузивных залежах, затвердевает в типичное габбро. Присутствие газов в базальтовой магме, кроме непосредственных наблюдений при извержениях, прекрасно выражается в распространенных среди горных пород этого состава амигдалоидах.

Несмотря на все эти характернейшие признаки изверженного происхождения базальтов, оно, как мы уже упоминали, оспаривалось в начале развития геологической науки, и эти споры, кажущиеся нам теперь такими странными, были тогда оживленными и горячими.

Горные породы гранитовой группы во многом обнаруживают черты, противоположные базальтовым. Они состоят из минералов, которые не могут быть просто получены путем кристаллизации из силикатных расплавов,— для их образования необходимо специальное участие летучих составных частей магмы. Риолитовая магма или достигает земной поверхности в виде очень вязкого вещества и образует куполообразные экструзии, или она как взрывчатая масса вспенивается и даже распыляется освобождающимися из нее газами. Кристаллизация риолитовых лав очень затруднена вязкостью и, кроме того, тем, что она происходит при более низких температурах, чем кристаллизация базальтовой лавы. В контактах гранитных масс наблюдается сильнейшее воздействие их на окружающие горные породы, и в некоторых случаях эти горные породы настолько изменены, что теряется граница между гранитом и боковой породой. Явления метаморфизма боковых пород сливаются с явлениями, вызывающими образование самого гранита. Многое в образовании гранита является лишь гипотезами и до сих пор служит предметом дискуссий в науке; простое определение изверженной горной породы как продукта застывания силикатного расплава не всегда легко может быть приложено к гранитам. В своем месте будут указаны эти затруднения в проблеме происхождения гранитов.

Естественно, что если мы хотим идти от простого к сложному, то, приступая к систематическому обзору изверженных горных пород, надо начать изложение с рассмотрения горных пород группы габбро — базальта, а не гранитов.

В настоящее время многие петрографы считают базальтовую магму «родоначальной» первичной, из которой путем дифференциации, а также контаминации более богатым кремнекислотой материалом земной коры

могли произойти все другие изверженные горные породы. С этой точки зрения становится понятным преобладание базальтов среди эффузивных пород, а гранитов — среди интрузивных. Базальты представляют собой застывшую на поверхности, быстро поднявшуюся по трещинам первичную магму, не успевшую дифференцироваться. Граниты, наоборот, являются продуктом дифференциации и изменений в составе первичной магмы, которая, медленно остывая в очагах, успела подвергнуться этому процессу изменения. Базальтовая магма, как только что сказано, сравнительно легко кристаллизуется, давая полнокристаллические зернистые породы (долериты) даже в условиях застывания на поверхности. Кроме того, она по-видимому, сравнительно бедна минерализаторами, и в этом отношении условия застывания ее на поверхности, где магма теряет минерализаторы, и на глубине не представляют столь резкого контраста, как в гранитных породах. Поэтому резкие структурные различия между глубинными и излившимися породами в группе габбро — базальта связываются рядом непрерывных переходов, представленных особенно хорошо в гипабиссальных диабазах.

Горные породы габбро-базальтовой группы принадлежат главным образом к так называемому тихоокеанскому типу известково-щелочных пород, но в базальтах оба типа известково-щелочных и щелочных пород как бы сливаются в общем корне.

Особенно тесна связь горных пород габбро-базальтовой группы с породами диорит-андезитовой группы. Но, с другой стороны, мы имеем иногда переходы к явно щелочным породам, иногда даже габбро связано с глубинными породами щелочного характера (например, монцонитами, эссекситами и т. п.).

Отличие глубинных пород габбро и диорита основано в первую очередь на характере плагиоклаза, более кислого для диорита, чем для габбро. Этот признак далеко не так отчетливо выступает в эффузивных и отчасти в гипабиссальных породах этой группы. Состав плагиоклаза в жильных диабазах колеблется в довольно широких пределах. Андезиты и базальты обыкновенно различают не столько по характеру плагиоклаза, сколько по относительному количеству фемических и салических минералов, а именно, базальты являются более меланократовыми породами. Этот же принцип Шэнд (1947) предлагает для различия диоритов и габбро, но здесь он противоречит геологическим соотношениям: анортозиты, бедные цветными минералами или почти лишенные их, тесно связаны с габбро, а не с диоритами. Среди базальтов в сходных геологических условиях, несомненно, лишь как фации более обычных типов встречаются андезитовые и даже олигоклазовые базальты. Также и в андезитах различают олигоклазовые, андезиновые и лабрадоровые разновидности.

Мы рассмотрим по порядку сначала глубинные типы полностью раскристаллизованные, затем гипабиссальные и, наконец, эффузивные.

ГАББРО И НОРИТЫ

Габбро — равномернозернистые горные породы, состоящие главным образом из комбинации основного плагиоклаза с цветным минералом, чаще всего с моноклинным пироксеном, а также и с ромбическим пироксеном или с роговой обманкой, иногда с оливином и магнетитом, которые являются обычными второстепенными минералами.

Нормальное габбро содержит 35—50% цветного минерала, но нужно отметить, что именно в этой группе горных пород мы нередко встречаем

уклонение то в сторону лейкократовых типов, то в сторону меланократовых. Иногда те и другие присутствуют, чередуясь, в одной изверженной массе.

Плагиоклаз из ряда лабрадор — битовнит — анортит образует большей частью толстые таблицы или изометричные, т. е. приблизительно одинаково развитые по трем направлениям, зерна, обладающие хорошо выраженной двойниковой штриховкой обычно лишь по одному направлению (альбитовый закон, нередко в комбинации с карлсбадским), но наблюдается также и перекрещивающаяся штриховка, которая чаще всего представляет комбинацию альбитового и периклинового законов. В большинстве случаев плагиоклазы габбро не зональные.

Моноклинный пироксен — нередко диаллаг, в шлифе буроватый, серовато-буроватый, реже зеленоватый; иногда содержит параллельные вростки тонких пластинок ромбического пироксена и зеленой или бурой роговой обманки; иногда обрастает каймой бурой или зеленой роговой обманки (амфиболизация). Когда-то считали диаллаг характерным минералом габбро, но затем было установлено, что наряду с диаллагом, а также без него встречается не менее распространенный зеленоватый или бледнобуроватый моноклинный пироксен, близкий к диопсиду.

Ромбические пироксены — бронзит и гиперстен, иногда в идиоморфных кристаллах, но чаще в округлых зернах, а иногда в виде реакционных каемок на оливине. Обычно ромбический пироксен обнаруживает слабый, но характерный плеохроизм от зеленоватого к розоватому цвету.

Роговая обманка — чаще бурая (соретит), реже зеленая, компактная. Волокнистый уралит является минералом вторичным.

Оливин нередко встречается в габбро как второстепенная составная часть, но в некоторых разновидностях является главным или даже единственным цветным минералом (в троктолитах). Обычно он в округлых зернах, более или менее серпентинизирован. Есть разновидности габбро, где главным или даже единственным цветным минералом является магнетит.

Второстепенные составные части габбро: чаще всего оливин, затем биотит (в шлифе бурый), иногда кварц и ортоклаз. Последние минералы встречаются то порознь, то вместе и в этом случае в микропегматитовых срастаниях; ортоклаз иногда пертитовый, причем в некоторых случаях вростки принадлежат, по-видимому, не альбиту, а олигоклазу. Ниггли (1923) и некоторые другие петрографы считают возможным рассматривать как разновидность габбро породы с ничтожным содержанием нефелина, но такие редкие щелочные породы мы будем относить к другой группе — щелочных габброидов.

Характерные примеси в габбро: апатит, ильменит, магнетит, иногда пирротин, плеонаст, хромит и пикотит. Относительное количество этих примесей иногда сильно увеличивается за счет уменьшения какого-нибудь одного или одновременно нескольких главных компонентов. Скопления рудных минералов — титаномагнетита, т. е. магнетита с примесью ильменита в твердом растворе или тонком срастании, а также пирротина и пентландита, иногда достигают таких размеров, что представляют месторождения руд.

Типичное габбро представляет анхиэвтектическую горную породу: выделение плагиоклаза и цветных минералов идет при кристаллизации параллельно, и все главные компоненты представляются одинаково идиоморфными, и если неделимые одного из них (чаще плагиоклаза) и вдаются в неделимые другого, они обыкновенно не обнаруживают хорошо образованных граней. Кроме того, все главные компоненты представ-

ляются обычно изометричными, а не вытянутыми в одном направлении. Эти особенности и обусловливают, как мы уже знаем, своеобразную так называемую габбровую структуру. Уклонение от такой структуры, выражающееся в более определенном идиоморфизме плагиоклаза, встречается в разновидностях, содержащих кварц, также в гиперитах (разновидность габбро с авгитом, гиперстеном и оливином). Первые по структуре несколько напоминают кварцевые диориты, а вторые — диабазы. Их и называют иногда габбро-диабазами. В норитах знаменитого Бушвельдского массива распространена характерная пойкилитовая структура, причем в одних типах крупные кристаллы плагиоклаза заключают пойкилитовые вростки (хадакристаллы) пироксена, а в других наоборот.

Интересный вид структуры встречается в оливиновых норитах и габбро, когда ромбический пироксен обрастает каймами ранее выделившиеся зерна оливина. Эту структуру, называемую венцовой, объясняют, как мы видели выше, магматической коррозией оливина. С другой стороны, в оливиновых разновидностях габбро наблюдаются также келифитовые пояса: в контакте плагиоклаза с оливином или другими железисто-магнезиальными минералами или рудными минералами вокруг этих минералов образуется более или менее широкая кайма, которая при сильном увеличении оказывается состоящей главным образом из тонких, расположенных перпендикулярно к очертаниям окаймляемого минерала волоконец роговой обманки. Эта кайма, по-видимому, результат реакции плагиоклаза и оливина в твердом состоянии породы.

Е. С. Федоров (1896_1) описал очень резко выраженную венцовую структуру в горных породах вблизи Кандалакшского залива, которые он назвал друзитами (см. ниже, фиг. 64) и считал изверженными горными породами из группы габбро. Эту структуру, в которой резко выражена последовательность зон на оливиновых зернах — энстатит, авгит, амфибол и иногда вместо него между пироксеном и плагиоклазом гранат,— он назвал друзитовой структурой. Теперь мы должны считать друзиты глубоко измененными метаморфизованными породами габбро-базальтовой группы, а структуру их надо считать структурой пород метаморфических.

Из числа структурных особенностей габбро надо отметить еще часто наблюдающийся ксеноморфизм магнетита или титаномагнетита даже по отношению к плагиоклазу.

В меланократовых габбро Урала, известных под названием тылаитов (см. ниже, фиг. 61), более крупные кристаллы пироксена, выделяясь в зернистой основной массе, придают структуре вид порфировидной. Часто этих крупных кристаллов так много, что структура переходит в криптовую, когда порфировидные выделения соприкасаются одно с другим.

Текстура габбро довольно разнообразна.

Наряду с массивными однородными типами очень распространены такситовые разновидности.

Полосчатая текстура распространена во многих массивах габбро и проявляется чередованием слоев светлых и темных составных частей или в параллельном расположении вытянутых шлифов разного состава (см. выше, фиг. 23). Такую текстуру когда-то объясняли (Гики и Тилл, 1894, и позднее Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1900) предположением, что магма во время интрузии представляла неоднородную жидкость, подобную эмульсии двух расплавов: с одной стороны — пироксенового состава, с другой — плагиоклазового. Более правдоподобно объяснение полосчатой текстуры габбро движениями в магме во время ее кристаллизации: конвекционными токами и выдавливанием остающейся еще в жидком виде части в расслаивающуюся застывающую массу другого состава.

Такая слоистость представляется очень правильной «псевдостратификацией». Особенно замечательна она в гигантском Бушвельдском массиве в Южной Африке (Холл, 1932). Некоторые исследователи высказывали даже предположение, что там эти габбровые породы являются скорее метаморфическими, чем магматическими горными породами, унаследовавшими свою текстуру от бывших на их месте осадочных пород.

Встречаются в габбровых породах и шаровые структуры (см. ниже, фиг. 51). В известном месторождении кварцевого норита в Ромсос в Норвегии (Мейних, 1878) шары гиперстена с радиальным строением заключены в зернистой массе плагиоклаза с примесью кварца. Гломерокристаллическая текстура также нередко встречается в габбро.

Габбровые породы в некоторых случаях связаны постепенными переходами с диоритами. Такие породы называют габбро-диоритами. Главное отличие габбро от диоритов, как уже упоминалось, основной, а не средний плагиоклаз и обычно пироксен, а не амфибол, как цветной минерал; далее характерны большей частью однородное, а не зональное строение плагиоклаза и свойственные габбро особенности структуры. Наконец, существенным признаком различия между габбро и диоритами вообще является также относительное количество цветного минерала, меньшее в диоритах, чем в габбро, но, как уже сказано, для габбро это отношение очень меняется в одной и той же породе.

Появление в габбро роговой обманки вместо пироксена в большинстве случаев явно связано с превращением ранее выделившегося пироксена в амфибол на довольно поздней стадии застывания породы, иногда даже в эпимагматическую стадию, т. е. непосредственно вслед за кристаллизацией породы, когда последняя была уже в твердом виде. Это превращение связано с накоплением минерализаторов в жидком остатке кристаллизующейся магмы. Габбро с таким магматическим или эпимагматически образовавшимися амфиболом называют амфиболизированными габбро. Уралитизированным или уралитовым габбро лучше называть породу с уралитовой зеленой волокнистой роговой обманкой, заместившей пироксен при позднейших метаморфических процессах, не связанных с застыванием магмы. Эта волокнистая роговая обманка, или уралит, образует нередко явные псевдоморфозы по бывшим зернам пироксена.

Классификация габбровых пород

Розенбуш разделял эти горные породы прежде всего на два ряда: габбровый и анортозитовый. В последнем издании «Элементов петрографии» Розенбуша, переработанном Озанном, анортозиты даже выделены из группы габбро в особое семейство (1923, русский перевод — 1934).

Выделение анортозитов, почти лишенных цветного минерала, из группы габбро, в которую входят горные породы темные, со значительным содержанием цветного минерала, представляется совершенно естественным с точки зрения вещественного состава. Однако тесная связь анортозитов и габбро во многих случаях очевидна, так же как тесная связь габбро с бесполевошпатовыми породами. В некоторых случаях, как мы уже упоминали, габбро имеет неоднородное такситовое сложение, состоя из полос, то образованных преимущественно плагиоклазом, то цветными минералами, главным образом пироксеном. Такие габбро встречаются во многих местах; в особенности известны их месторождения на Урале, в Шотландии на острове Скай, в Бушвельдском комплексе. Полоски то тонкие, то довольно мощные, так что порода имеет вид перепластывания светлых и темных прослойков. Можно отбить образец из одной только светлой части, и этот образец будет тождественным с анортозитом по составу.

Однако анортозитами (или плагиоклазитами) называют обычно лейкократовые породы из плагиоклаза, близкого к лабрадору (другое название этих пород — лаборадориты), образующие большие массы. Некоторые массивы анортозитов огромны. В одном из таких массивов, в Канаде, анортозиты и были установлены Стерри Хантом (Хант и Логан, 1863), считавшим их, однако, метаморфизованными осадками.

Анортозиты отличаются от габбро ничтожным содержанием цветных минералов (см. ниже, фиг. 62). Иногда в некоторых разновидностях присутствуют в небольшом количестве кварц и калиевый полевой шпат — ортоклаз с пертитовыми вростками олигоклаза, однородный ортоклаз, редко микроклин, а также более обычные примеси минералов габбро. Главный минерал — лабрадор. В крупнозернистых анортозитах кристаллические зерна лабрадора в некоторых типах имеют темную окраску и содержат отдельные включения тонких пластиночек ильменита, обычно отсутствующих в более мелкозернистых разновидностях. Состав плагиоклаза в анортозитах, впрочем, может колебаться. Структура вообще характерная для мономинеральных горных пород — панидиоморфнозернистая. Типичные анортозиты — крупнозернистые горные породы, иногда до гигантозернистой; довольно обычна директивная текстура с субпараллельным расположением таблиц плагиоклаза.

Анортозиты больших самостоятельных массивов характеризуются своеобразной ассоциацией сопровождающих их горных пород, именно совместным нахождением, а иногда и постепенными переходами в гиперстеновые граниты, так называемые чарнокиты. Габбровые же породы обыкновенно связаны с гранитами, сиенитами и диоритами. Связь анортозитов с чарнокитами Розенбуш (1897) считал очень важным признаком и, указывая на наличие сходных пород в анортозитовой серии, с одной стороны, и в габбровой серии, с другой, относил эти породы то к тому, то к другому ряду, в зависимости от характера горных пород всей ассоциации.

Разделение габбровых пород производится по таким признакам: во-первых, по преобладанию моноклинного или ромбического пироксена, или роговой обманки, во-вторых, по присутствию или отсутствию, а иногда и преобладанию оливина, отчасти по присутствию кварца и биотита и т. д. Состав плагиоклаза также приходится принимать во внимание. На основании состава плагиоклаза отличают эвкриты [1] с анортитом от типичного габбро, где плагиоклаз имеет состав лабрадора. Эвкрит можно назвать анортитовым габбро.

Поскольку состав плагиоклаза, наряду с относительным количеством цветных минералов, имеет важное значение для классификации изверженных горных пород вообще, можно признать, что есть основание для выделения таких анортитовых габбро. К числу анортитовых габбро относится содержащее оливин (около 10%) анортитовое габбро из Канады (О'Нейль, 1914), которому было дано особое название р у ж м о н т и т.

К числу анортитовых габбро относится также порода с острова Корсики (Циркель, 1893), получившая широкую известность благодаря оригинальной шаровой текстуре. В массе породы заключены шары, образованные чередующимися слоями плагиоклаза и роговой обманки или пироксена. Эта горная порода получила название к о р с и т (фиг. 51). Она относительно лейкократовая (около 20—25% цветного минерала), и потому иногда ее относят к диоритам («шаровой анортитовый диорит»).

---

[1] Термин «эвкрит» применяют, кроме обозначения анортитового габбро, для названия каменных метеоритов, имеющих приблизительно минеральный состав габбро и образованных плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Структура их обычно офитовая.

Нормальное габбро (фиг. 52) состоит главным образом из плагиоклаза, близкого к лабрадору, и моноклинного пироксена, довольно часто, но далеко не всегда с диаллаговой отдельностью. Если вместо моноклинного пироксена существенной составной частью является ромбический пироксен, гиперстен или бронзит, то эта горная порода носит название норита (фиг. 53). Между габбро и норитом нередко наблюдаются непрерывные переходы. Такие переходные разновидности иногда обозначают термином габбро-норит. Как габбро, так и нориты могут быть оливиновыми (фиг. 54, 55), когда в качестве второстепенной составной части в них присутствует оливин, и нормальными безоливиновыми, т. е. просто габбро и норитами без оливина.

В некоторых массивах (Франция, США) было замечено, что нориты сменяют габбро в краевых частях интрузий среди сланцевых пород, причем в некоторых случаях в норитах [в так называемых мусковадитах из Миннесоты, США (Винчелл, 1900)] встречен кордиерит. Это послужило основанием для предположения, что норит может возникнуть вследствие контаминации габбровой магмы при поглощении глинистых осадков.

Предполагается, что внесенные глинозем и кремнезем соединяются с известью, давая анортит, а потому извести нехватает на образование известково-магнезиального пироксена и образуется пироксен ромбический. В указанных случаях это объяснение возможно по геологическим условиям, но его трудно распространить на такие случаи, как, например, нориты Урала и др., где они тесно связаны с габбро без видимого воздействия соответствующих боковых пород.

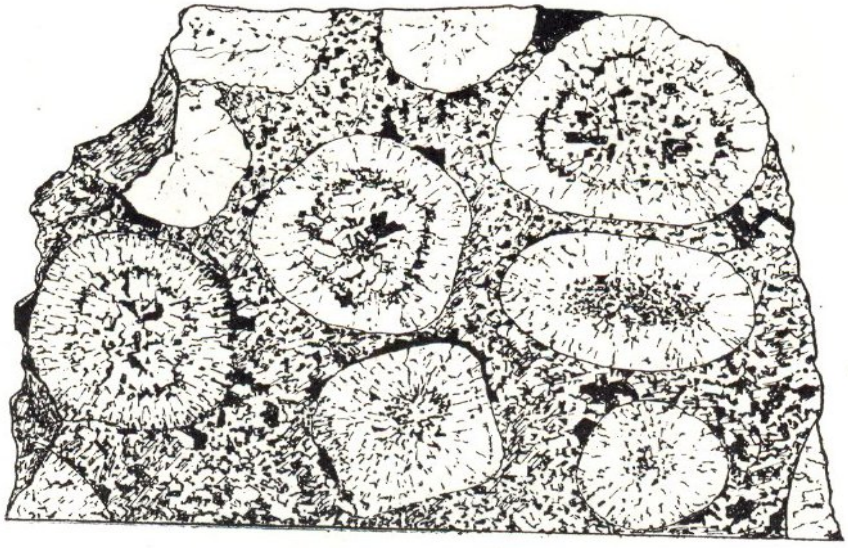
Скандинавские гиперриты (Тёрнебом, 1877) представляют оливиновые габбро-нориты со структурой, приближающейся к диабазовой (офитовой) (фиг. 56). Это старинное название применялось, впрочем, и в других значениях и теперь является излишним.

В некоторых случаях габбровых пород оливин вытесняет пироксен совершенно, и тогда получается троктолит (фиг. 57), состоящий из лабрадора и оливина. В троктолитах Казанского Камня на Северном Урале (Дюпарк и Гроссэ, 1916) залегает в виде жил разновидность этой же породы, очень богатая оливином и магнетитом и обладающая сидеронитовой структурой. Этой горной породе дано название казанскит (фиг. 58).

В таком же отношении к троктолитам, как эвкрит к габбро, находится аллливалит (фиг. 59), состоящий из анортита и оливина. Хорошие примеры этой горной породы известны на острове Рам, Шотландия (Харкер, 1908).

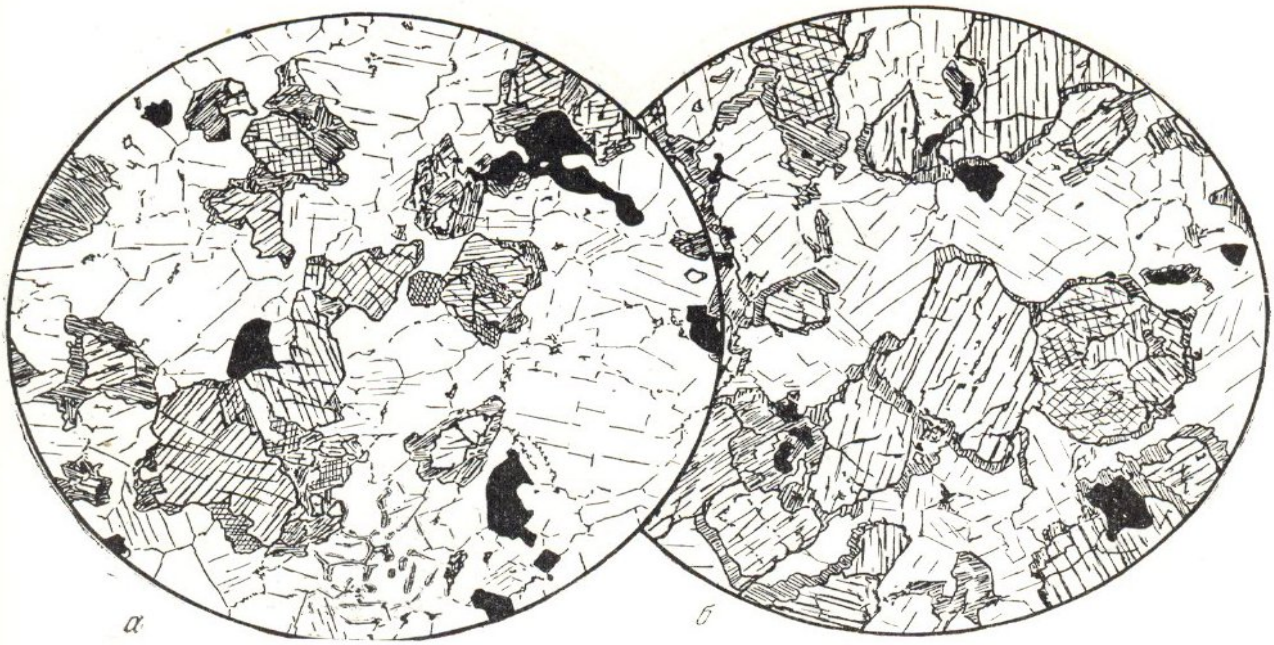
В других разновидностях габбро цветные минералы почти совершенно или совсем вытесняются титансодержащим магнетитом; таким образом получается рудное габбро.

В роговообманковом габбро (фиг. 60) цветным минералом является обыкновенная бурая, реже зелено-бурая роговая обманка. Как уже указывалось, следует отличать это габбро с магматической бурой, реже зеленой роговой обманкой, от уралитового или уралитизированного габбро с вторичным волокнистым уралитом; в литературе они иногда смешивались. Например, на Урале Дюпарк (Дюпарк и Пирс, 1901; 1902—1905, т. 34, в. 5; 1909) называл уралитизированными габбро как собственно такие породы, так и роговообманковые габбро с магматической роговой обманкой. Вейншенк (1899) для роговообманковых габбро предложил название бойит. В описанной им под этим названием горной породе содержится еще около 10—15% остаточного клинопироксена. Появление роговой обманки в габбро, как мы уже упоминали



Фиг. 51. Шаровое габбро (корсит) с о. Корсика.

Видно концентрически-зональное строение «шаров». Бесцветный минерал — основной плагиоклаз, цветной — роговая обманка. Рисунок с приполированной поверхности образца. Около $^3/_4$ натур. вел.



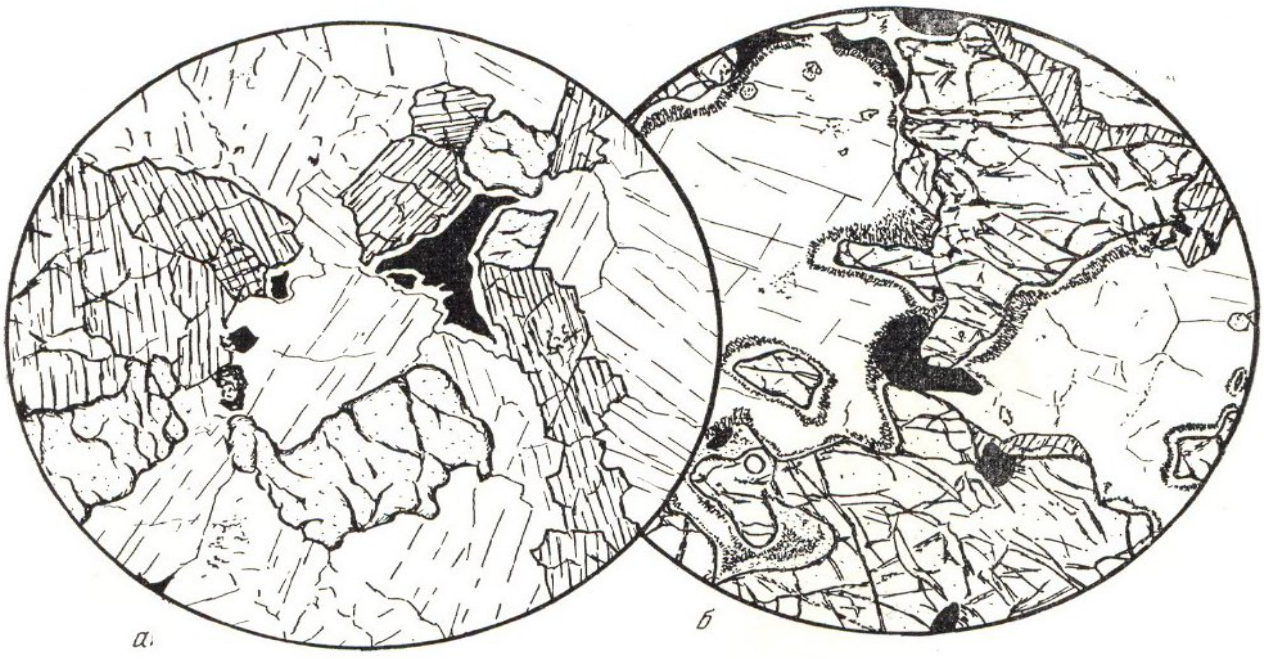
Фиг. 52. Габбро нормальное.

Основной плагиоклаз и мироксен в изометрических зернах. Вокруг пироксена каемки роговой обманки. Рудный минерал — магнетит. Типичная габбровая структура, *а* — гора Черная, Рай-Из, Урал; $d = 4{,}4$ мм (по А. Н. Заварицкому, 1932); *б* — гора Лиственная, Бисерский район, Урал; $d = 4{,}0$ мм (по Высоцкому, 1913).



Фиг. 53. Норит. Бушвельдский массив, Южная Африка.

Основной плагиоклаз и гиперстен в несколько более крупных зернах. Габбровая структура; d=5,0 мм



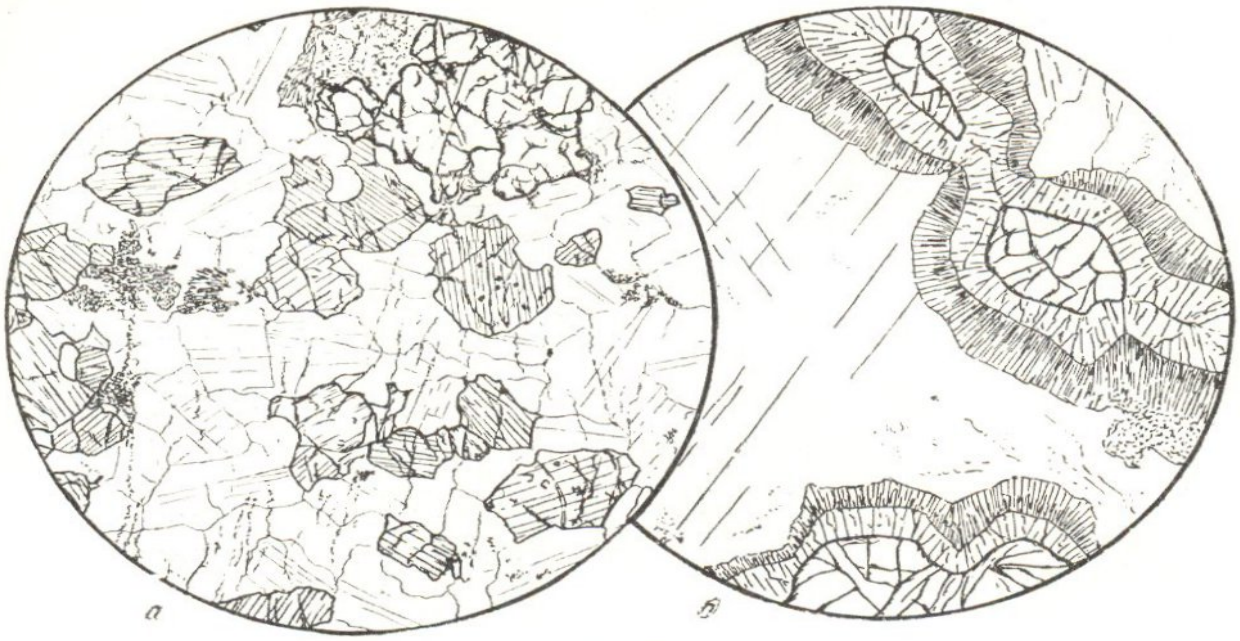
Фиг. 54.

а. Габбро оливиновое. Северный Урал.

Моноклинный пироксен, оливин (несколько ниже центра и справа вверху), основной плагиоклаз. Ксеноморфные зерна магнетита. Габбровая структура; $d = 3{,}5$ мм. По Дюпарку и Тихонович, 1920.

б. Габбро оливиновое, близкое к троктолиту. Река Полуденная Шайтанка, Средний Урал.

Моноклинный пироксен образует каемки вокруг зерен оливина. Местами вокруг оливина калифитовые каемки из тремолита; основной плагиоклаз и акцессорный магнетит. Габбровая структура $d = 2{,}5$ мм. По Высоцкому, 1913



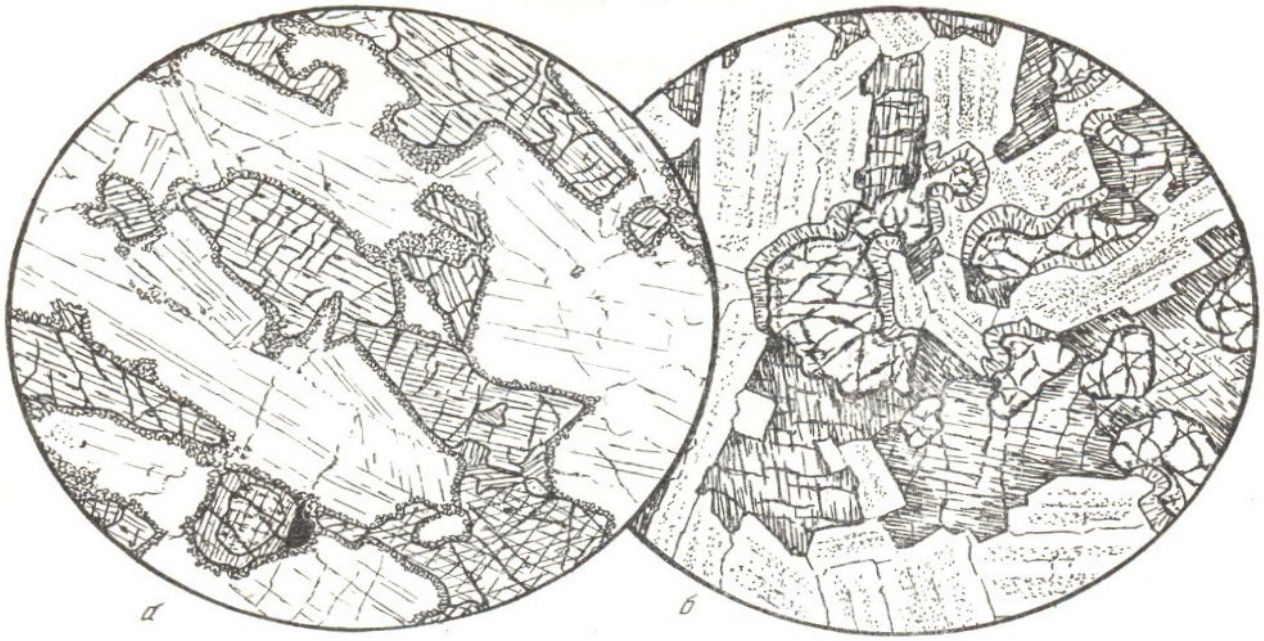
Фиг. 55.

а. Оливиновый норит. Монча-тундра.

Ромбический пироксен (бронзит), оливин (вверху) и основной плагиоклаз. Небольшие скопления соссюрита (слева). Типичная габбровая структура; d = 7,0 мм

б. Оливиновый норит. Ризор, Норвегия.

Типичная венцовая структура. Вокруг оливина двойная каемка. Внутренняя состоит из энстатита, внешняя — из волокнистого амфибола; d = 2,5 мм. По Харкеру 1909



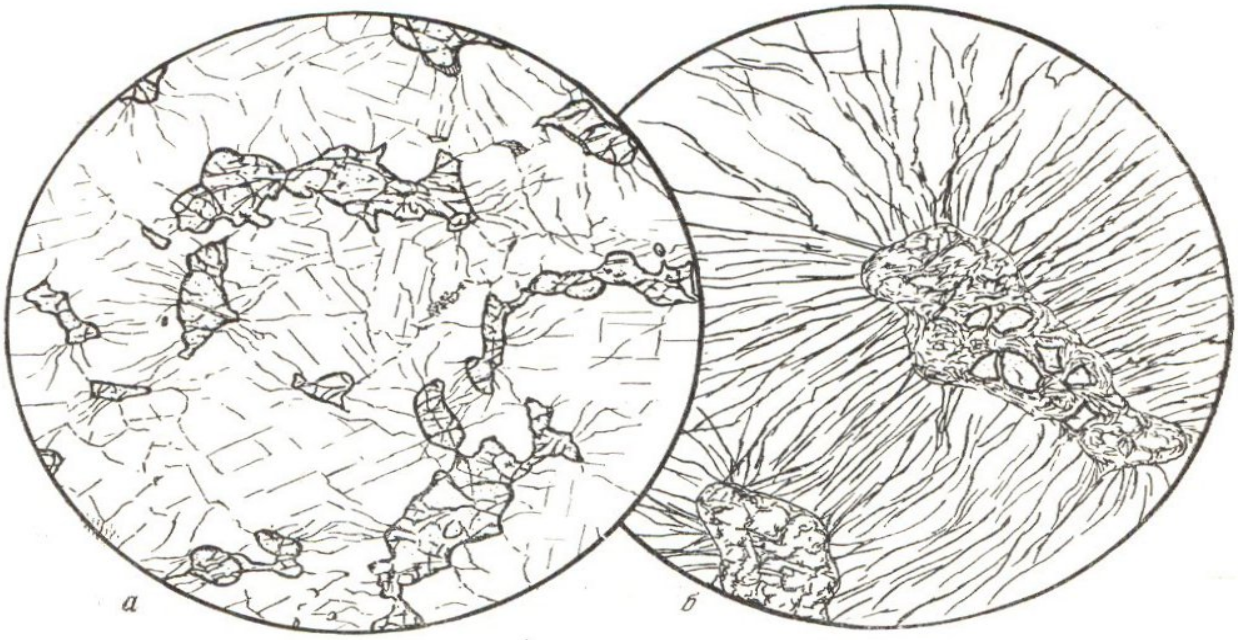
Фиг. 56.

а. Габбро-норит с офитовой структурой (гиперит). Монча-тундра (Центральный хребет).

Основной плагиоклаз в более идиоморфных зернах, чем ромбический и моноклинный пироксен. Моноклинный пироксен образует каемки вокруг ромбического (внизу); и тот и другой пироксены окружены тонкой каемкой из мелких зернышек зеленоватого амфибола; d = 7,0 мм

б. Оливиновый габбро-норит с офитовой структурой (гиперит). Ольме, Вермланд, Швеция

Оливин с келифитовыми каемками, разложенный ромбический пироксен между идиоморфными зернами основного плагиоклаза, также несколько разложенного; d = 3,2 мм. По Рейнишу, 1920.



Фиг. 57.

а. Троктолит. Гора Еловая Грива, Бисерский район, Урал.

Основной плагиоклаз и оливин. Типичная габбровая структура. Оливина несколько меньше, чем плагиоклаза; $d = 4{,}2$ мм. По Высоцкому, 1913

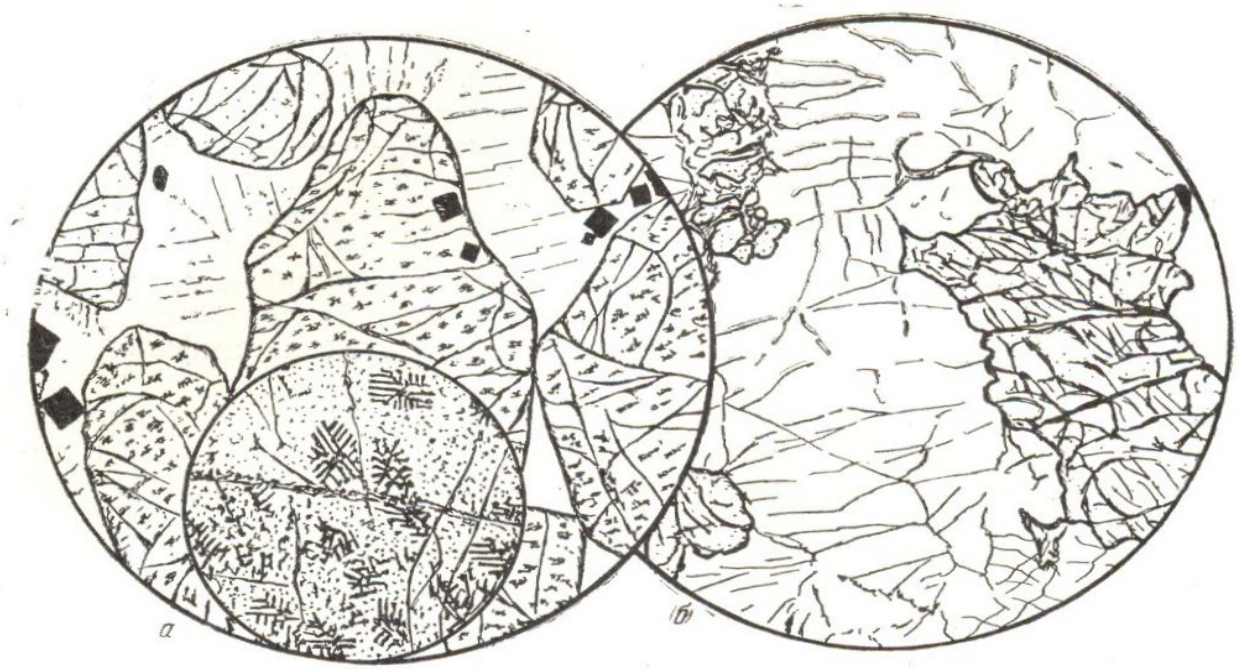
б. Троктолит. Корнуэлл, Англия.

Оливин сильно серпентинизирован. В основном плагиоклазе от зерен оливина расходятся характерные трещины, образовавшиеся в результате увеличения объема оливина при серпентинизации $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935



Фиг. 58. Магнетитовый троктолит (казанскит). Казанский Камень, Павдинский район, Урал.

Основной плагиоклаз, оливин и ксеноморфные зерна магнетита. Сидеронитовая структура; $d = 1{,}3$ мм. По Дюпарку и Гроссэ, 1916



Фиг. 59.

а. Алливалит. Алливал, остров Рам, Шотландия. Меланократовая разновидность.

Преобладающий свежий оливин с дендритоподобными включениями магнетита (показаны в малом круге при большом (×5) увеличении), анортит и акцессорный хромит в виде мелких октаэдров. $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1909

б. Более лейкократовая разновидность алливалита.

Несколько серпентинизированный оливин с более неправильными очертаниями зерен; d=2,6 м По Хачу, 1926



Фиг. 60.

а. Роговообманковое габбро. Серебрянка, Северный Урал.

Основной плагиоклаз, буровато-зеленая роговая обманка, моноклинный пироксен (более светлое зерно в центре) и акцессорный магнетит. Габбровая структура, неясно выраженная трахитоидная текстура; $d = 3{,}0$ мм. По Дюпарку и Пирсу, 1905

б. То же. Рай-Из, Урал.

Типичная пойкилитовая структура. В крупных зернах зеленой роговой обманки пойкилитовые включения основного плагиоклаза, моноклинного пироксена и магнетита; $d = 4{,}4$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1932

связано с накоплением летучих в остающейся еще магме или даже пропитывающих уже застывшую породу. Это накопление летучих приводит к тому, что выделившийся пироксен становится неустойчивым и превращается в роговую обманку или еще в магме, или уже после ее застывания (постмагматический процесс). При этом происходит реакция между веществом полевого шпата и пироксеном; так возникают упомянутые реакционные каймы на границе этих минералов, а также иногда на границе оливина и плагиоклаза. При постмагматическом процессе, при превращении пироксена в амфибол иногда происходит разложение плагиоклаза, что, вероятно, имеет место в некоторых уральских амфиболовых габбро.

Циркель (1894) различал габбро с диаллагом и диориты с роговой обманкой. Эти определения оказали свое влияние в дальнейшем, и в литературе появилось название «габбро-диорит» для роговообманковых габбро. Этим названием пользовался, например, Н. К. Высоцкий (1913), изучавший знаменитые уральские массивы. Употребление термина «габбро-диорит» в этом смысле является неправильным теперь, когда мы отличаем габбро от диоритов не только по цветному минералу, и его следует избегать.

Помимо различия разных горных пород габбровой группы в зависимости от их качественного минерального состава, их необходимо различать и по относительному количеству полевого шпата и железисто-магнезиальных составных частей. На этом основании различаются лейкократовые типы, к которым примыкают уже упомянутые анортозиты, и типы меланократовые.

Тылаит Северного Урала (фиг. 61) (Дюпарк и Пирс, 1902—1905, т. 34, в. 5) представляет собой меланократовое габбро, где избыток пироксена сверх его эвтектического отношения с плагиоклазом выделяется в виде более крупных кристаллов. Порода обладает порфировидной или криптовой структурой. Характерны в ней тонкие вростки ильменита в пироксене первых выделений, образующие род решетки и, по-видимому, представляющие продукты распада твердых растворов.

Породы габбровой группы тесно связаны с бесполевошпатовыми породами — пироксенитами и перидотитами.

Горные породы анортозитового ряда, или «семейство анортозита» в определении Озанна, разделялись Розенбушем (русский перевод, 1934), во-первых, по присутствию или отсутствию калиевого полевого шпата или кварца, характеру цветных минералов, в том числе оливина, отчасти по содержанию характерных примесей.

На Украине, в районе Житомира и Овруча (Лучицкий и Лебедев, 1934), встречаются анортозиты иногда с оливином, для которых характерно частое присутствие микропертита в ксеноморфных зернах между плагиоклазами. Они получили от К. Д. Хрущева (1888) название пертитофиров. Промежуточными по минеральному составу между анортозитами и чарнокитами являются такие горные породы, как мангериты и кварцевые мангериты, состоящие из среднего плагиоклаза, микропертита и цветного минерала (моноклинного и ромбического пироксена). По минеральному составу, как видим, они близки к монцонитам.

Анортозиты, подобно другим анхимономинеральным изверженным горным породам, характерны тем, что не существует излившихся вулканических пород соответствующего им состава. Залегание их в виде жил также очень редко. Эти особенности связывают с гипотетическим способом возникновения анортозитов, как скоплений, уже выделившихся из



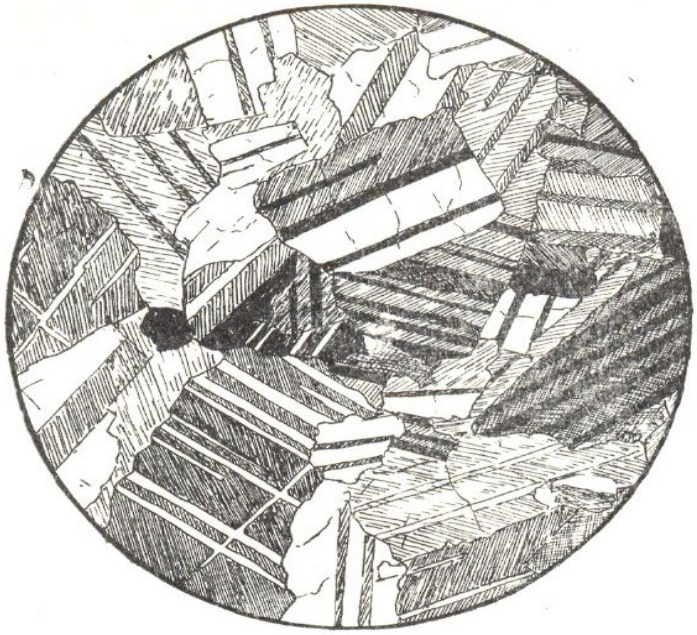
Фиг. 61.

а. Тылаит. Тылайские горы, Северный Урал.

Равномернозернистая разновидность. Основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин и немного магнетита. Заметное преобладание цветных минералов над плагиоклазом. Габбровая структура; $d = 4{,}7$ мм. По Дюпарку и Пирсу, 1905

б. То же. Порфировидная разновидность.

Слева видна часть крупного выделения моноклинного пироксена с обильными включениями пластинок ильменита; $d = 4{,}7$ мм. По Дюпарку и Пирсу, 1905



Фиг. 62. Анортозит. Нью-Глазго, Канада.

Вид при скрещенных николях. Состоит из одного основного плагиоклаза. Панидиоморфнозернистая структура; $d =$ около 4 мм. По Хачу, 1926

магмы кристаллов, всплывающих, погружающихся или, наконец, отсортировывающихся при движении магмы. При наличии очень небольшого количества жидкости между кристаллами плагиоклаза такая каша из кристаллов и примеси магмы иногда способна еще интрудировать в виде жил, но не может достичь поверхности, как лава вулканов. Высказывалась (Миллер, 1918, 1931) и другая гипотеза, согласно которой анортозиты представляют продукт кристаллизации остатка габбровой магмы после погружения на дно почти всего пироксена при кристаллизации нормальной габбровой магмы, но эта гипотеза должна быть признана несостоятельной, поскольку такое удаление одного из компонентов анхиэвтектического расплава габбро невозможно.



Фиг. 63. Кыштымит. Кыштым, Урал.

Основной плагиоклаз, корунд и немного биотита справа внизу); d=около 4 мм. По Морозевичу, 1897

В подгруппе анортозита в руководствах по петрографии рассматривают обыкновенно **кыштымит** (фиг. 63). Это среднезернистая горная порода, состоящая из плагиоклаза, часто анортита, но иногда и более кислого, и корунда в виде идиоморфных боченкообразных или веретенообразных кристаллов. Встречаются иногда и порфировидные типы с выделением корунда. Кыштымит залегает небольшими линзами в контакте гранито-гнейсов и перемежающихся с ними толщ актинолитовой породы в районе Борзовки в Кыштымском районе на Урале. Происхождение кыштымита еще не вполне выяснено. Вероятно, он является продуктом взаимодействия между основными горными породами и более кислой магмой, богатой глиноземом. Первоначально кыштымит определяли как корундово-анортитовые породы, но Д. С. Белянкиным (1910_1) было показано, что состав плагиоклаза в кыштымите колеблется в довольно широких пределах. Плагиоклазиты с корундом, в которых плагиоклаз представлен олигоклазом, были описаны из Канады (Адамс и Барлоу, 1910) под названием **плюмазитов**.

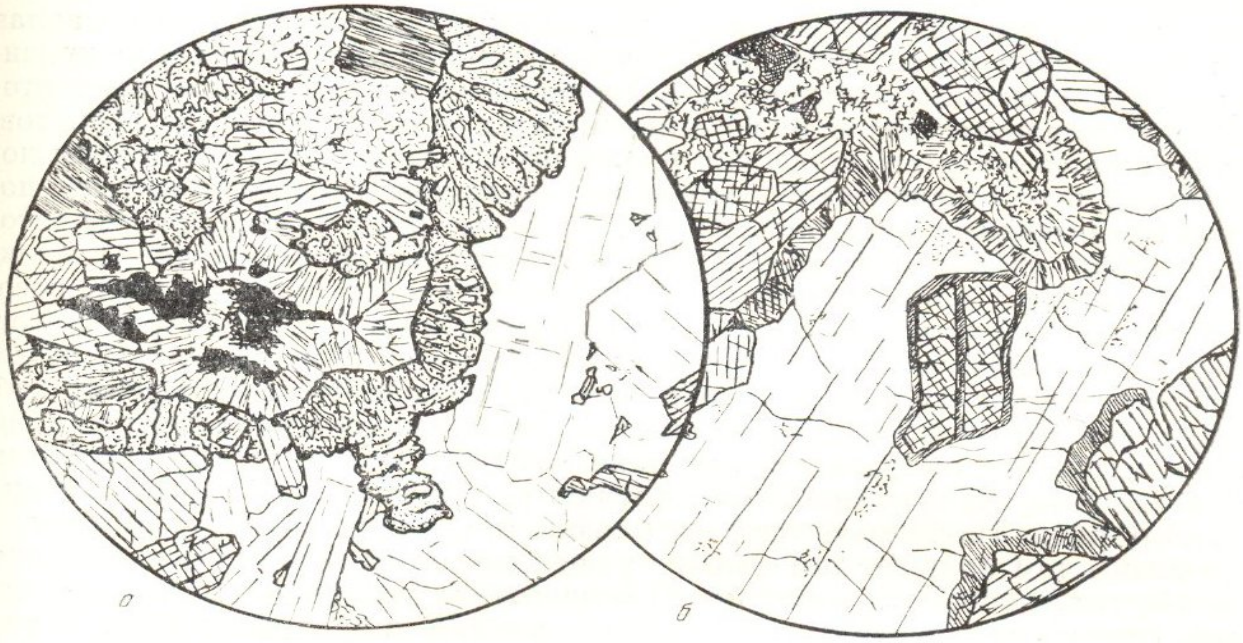
Изменения в габбро

Наиболее распространенные вторичные изменения в габбро особенно часто замечаются в дислоцированных, нарушенных тектонически областях, поэтому их приписывают действию динамического метаморфизма. Наиболее распространенными типами такого изменения являются следующие.

1. **Уралитизация** — замещение пироксена обыкновенно волокнистой зеленой роговой обманкой, в то время как плагиоклаз остается химически мало измененным; иногда он альбитизирован. Замещению роговой обманкой, в некоторых случаях с образованием граната, подвергается иногда и оливин. Альбитизированное и уралитизированное габбро

по парагенезису минералов отвечает наиболее распространенным так называемым зеленокаменным метаморфическим породам и может быть названо зеленокаменным габбро.

2. Соссюритизация — одновременное замещение пироксена роговой обмакой, обычно волокнистой зеленой, а плагиоклаза «соссюритом», представляющим тонкую смесь цоизита и эпидота с альбитом, мусковитом, пренитом, кварцем и др., часто с примесью актинолита, хлорита, граната. Титановая кислота ильменита выделяется иногда при этом



Фиг. 64.

а. Друзит. Карелия, Шуерецко-Кемский берег.

Типичная келифитовая структура. Остатки моноклинного пироксена (слева) окружены эпигенетическим бесцветным амфиболом и гранатом; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948

б. То же. Менее метаморфизованная разновидность.

Келифитовые каемки из бесцветного амфибола. Моноклинный пироксен лучше сохранился; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948

замещении в виде рутила, оливин переходит в смесь талька с актинолитом, сисмондином и известково-железистым гранатом. При этих изменениях первичная структура габбро то сохраняется, и тогда возникают уралитовое габбро или соссюритовое габбро и так называемый аллалинит, представляющий крайнюю степень соссюритизации габбро, то изменяется и становится более или менее ясно сланцеватой — тогда возникают амфиболиты и «диоритовые сланцы» или уралитовые сланцы и аллалинитовые сланцы. При совершенной потере первоначальной структуры мы получаем зеленые сланцы.

Реже, чем в более кислых породах, динамический метаморфизм проявляется в габбро в механических явлениях, т. е. в появлении катаклаза и катакластической сланцеватости без изменений минерального состава породы. В таких редких случаях получается сланцеватое габбро и габбровый сланец. Очевидно, редкость такого рода изменений связана с более легкой способностью к химическим изменениям основного плагиоклаза и пироксена габбро.

Зернистые и метаморфизованные сланцеватые разности, связанные постепенными переходами, нередко наблюдаются в одном и том же

массиве горной породы. Иногда метаморфизованные и рассланцованные разновидности окаймляют массу менее измененной породы, выступающую как бы в виде ядра.

О метаморфическом превращении габбро в друзиты (фиг. 64), с характерным появлением вокруг зерен цветного минерала реакционных кайм из вторичного амфибола, граната и эпидотовых минералов, мы уже упоминали выше.

Уралитизация и соссюритизация, как уже сказано, рассматриваются обыкновенно как результат динамического метаморфизма, потому что большей частью они наблюдаются в породах, обнаруживающих катаклаз и находящихся в тектонически нарушенных областях. Но иногда причину этих изменений усматривают в воздействии на габбро минерализаторов и термальных вод, или во влиянии внедрения позднейших гранитов, или даже в постмагматических процессах в самом габбро. При этом допускают, что механические изменения структуры габбро облегчают доступ метаморфизующим растворам. Некоторые разновидности соссюритовых пород, цоизитовых, эпидотовых и гранатовых амфиболитов, возникших из габбро, а также некоторые эклогиты иногда представляют, несомненно, результат контактовых изменений габбро под влиянием гранитов. Вейншенк (1906) считал возможным видеть в них даже результат пьезокристаллизации. Нужно заметить, что при совместном нахождении габбро с гранитами последние являются обыкновенно позднейшими и их воздействие на образовавшееся ранее габбро часто весьма вероятно. В некоторых случаях при этом получаются обратные гибридные породы. Такого рода гибридные породы близки по минеральному составу к диоритам тем больше, чем дальше зашел при этом процесс ассимиляции.

Иногда, наоборот, имеет место воздействие габбровой магмы на кислые гранитные горные породы с образованием гибридных пород. К числу таких случаев относится образование описанных Харкером (1904) на острове Скай марскоитов. В этих породах в качестве реликтов гранитного материала, поглощенного габбровой магмой, появляются ксенокристаллы кварца и полевого шпата в зернистой основной массе габбрового состава, изменившей несколько свой первоначальный химический состав.

Таким образом, мы видим изменения габбро двух совершенно различных родов. Одни являются метаморфическими, вызванными действием внешних агентов динамического метаморфизма, другие связаны с магматическими процессами. К последним далее примыкают изменения в габбро под влиянием постмагматических растворов той же самой габбровой магмы. Очень важны в практическом отношении изменения в связи с нахождением сульфидных руд в габбро. Эти руды отложены в промежутках между зернами других минералов габбро из последних порций остаточного расплава и сопровождаются изменениями силикатных минералов под действием минерализаторов, выделявшихся при кристаллизации руд: пироксен уралитизирован, частью хлоритизирован, плагиоклаз частью серицитизирован, в нем развивается эпидот, появляется также биотит и т. д.

Несомненным влиянием минерализаторов объясняется изменение габбро, выражающееся в замещении плагиоклаза скаполитом, пироксена — роговой обманкой, иногда новообразование флогопита, титанита и сульфидов. Такие изменения в некоторых местах наблюдаются в соседстве с апатитовыми жилами.

Описанные выше метаморфические изменения габбро — уралитизация, соссюритизация и превращение в аллалиниты — характеризуются разви-

тием вторичных минералов невысокой степени метаморфизма: актинолита, эпидота, цоизита, альбита и т. д. При метаморфизме высокой степени из габбро получаются амфиболиты, состоящие из компактной (неволокнистой) роговой обманки и плагиоклаза, т. е. по составу отвечающие роговообманковому габбро, но обладающие свойственной метаморфическим породам кристаллобластической структурой. Эти амфиболиты, или, как их называют, габбро-амфиболиты, не всегда легко отличаются от роговообманковых габбро, с одной стороны, и амфиболита иного происхождения — с другой.

В некоторых случаях можно предполагать, что превращение габбро в амфиболиты, когда интрузия габбровой магмы и застывание габбро происходят под боковым давлением горообразующих сил, является процессом, без перерыва следовавшим за кристаллизацией габбро, подобно тому, как возникают некоторые гнейсы при кристаллизации гранитной магмы. Такие габбро-амфиболиты дают особенно постепенные переходы в нормальные габбро. Они встречаются у нас, например, в Полярном (А. Н. Заварицкий, 1932), а может быть и в Северном Урале.

Условия залегания габбро

Формы и условия залегания габбро — обширные лакколиты, лополиты, интрузивные залежи и дайки и, может быть, штоки, находящиеся в породах различного возраста, от архейского до третичного.

Размеры лакколитов и других интрузивных тел габбро достигают иногда огромной величины. Так, уральские габбровые массивы тянутся почти без перерыва более чем на шестьсот километров в длину. Массив Дьюлус в Канаде занимает до 5000 км^2 при мощности более 2 км, Бушвельдский массив в Южной Америке, состоящий внизу из норитов и других горных пород «габбро-перидотитовой формации», распространяется почти на 25 000 км^2. Такие массивы обычно неоднородны и обнаруживают часто гравитационную дифференциацию: именно в них вверху нередко обособляются более легкие гранитные массы, а в нижних частях наоборот, обычно обособление более тяжелых перидотитов и перкнитов.

Чрезвычайно интересны массивы анортозитов, тоже достигающие огромных размеров. Их образование связывают с дифференциацией габбровой магмы, но процесс ее не может считаться вполне разъясненным. Приведенные выше объяснения являются только гипотетическими. Уже были отмечены своеобразные парагенетические ассоциации анортозитов и других горных пород.

Мы приведем здесь только несколько классических примеров нахождения габбровых пород.

1. Классической областью распространения пород группы габбро в нашей стране является Урал. На протяжении более чем 600 км в северной половине Урала (Левинсон-Лессинг, 1900; Дюпарк и Пирс, 1902—1909; Высоцкий, 1913; Падалка, 1937) протягивается зона горных пород так называемого платиноносного габбро-перидотитового комплекса, то суживающаяся, то расширяющаяся и сложенная главным образом горными породами габбровой группы. По западной окраине этой полосы среди габбро и горных пород, являющихся результатом изменения габбровых пород (амфиболитов), находятся обычно неправильно овальные массивы дунитов, окаймленные более или менее широкой полосой перидотитов и пироксенитов. С востока к габбро примыкают входящие в тот же комплекс более кислые изверженные породы, вплоть до гранитов. В состав комплекса входят также довольно разнообразные жильные

породы. Весь комплекс представляет собой единое геологическое целое, но его формирование было сложным процессом. Более основные горные породы образовались раньше, чем более кислые. Застывшие массы бесполевошпатовых пород были твердыми массивами, влиявшими на движение габбровой магмы. Гранитные породы застывали после габбровых.

Горные породы группы габбро представлены типичными габбро, габбро-норитами, оливиновыми габбро и оливиновыми габбро-норитами. Реже встречаются рудные габбро, тылаит, троктолиты и плагиоклазиты. Широко развита амфиболизация габбро, как магматическая, так и метаморфическая (уралитовые и соссюритовые габбро). Редкий тип представляют габбро, в которых появляется ортоклаз. В связи с этим габбро переходит в габбро-сиениты, близкие к монцонитам, и появляются даже шонкинитовые разновидности.

Среди текстурных разновидностей очень распространены полосатые габбро, габбро-нориты и роговообманковое габбро, которое почти нельзя отличить от метаморфических амфиболитов.

Динамические изменения проявляются неравномерно: более сильно они выражены по западной окраине габбровой зоны.

Весь комплекс представляет собой, по-видимому, огромный сложный факолит, внедрившийся среди палеозойских осадочных и вулканических пород и застывавший длительное время. Порции не застывшей еще магмы, менявшей свой состав, вероятно, вследствие кристаллизационной дифференциации, проникали по трещинам и разломам в уже закристаллизовавшиеся части, вызывая в них изменения и появление гибридных горных пород.

Кроме платиноносного габбро-перидотитового комплекса, состоящего из бесполевошпатовых ультраосновных пород и пород габбровой группы, те же горные породы слагают на Урале ряд других массивов, меньших по размерам и менее изученных.

2. На Украине (Лучицкий и Лебедев, 1934) известны габбро-норитовые породы, находящиеся в тесной связи с анортозитами на Волыни и в средней части Украины к западу от Черкас. Третий несколько отличающийся район — восточная часть украинского кристаллического щита около Мариуполя (ныне г. Жданов). На Волыни и в средней части Украины габбро-перидотитовые породы тесно связаны переходом с анортозитами (лабрадоритами), представляя краевые части анортозитовой массы. Площадь развития габбро-анортозитовых пород около 700 км². Преобладает габбро с диаллагом; ромбический пироксен представлен гиперстеном, оливин железистый. Лабрадориты крупнозернистые, темного цвета, с плагиоклазом, содержащим ильменитовые включения. Среднезернистые типы — светлые. Более крупнозернистые разновидности развиты в северной и западной частях Волынского массива. К югу и западу зернистость уменьшается и увеличивается примесь цветных минералов, распределенных, впрочем, очень неравномерно. Почти черные лабрадориты встречаются в южной части массива.

Появление анортоклаза в волынских габбро-норитовых породах приводит к смене их так называемыми габбро-сиенитовыми породами и более кислыми горными породами, которые сравнивают с чарнокитами. Эту ассоциацию можно сопоставлять с серией анортозит — мангерит — чарнокит, указываемой Розенбушем и Озанном. Наконец, считают, что с габбро связаны и рапакиви Украины. Габбро-лабрадоритовые породы в средней части Украины почти тождественны с волынскими.

В быв. Мариупольском районе (Айнберг, 1933) габбро также связано с бесполевошпатовыми породами. Этот район отличается отсутствием

лабрадоритов. Отмечают неравномерное распределение полевого шпата в меланократовых породах, переходящих от бесполевошпатовых к габбровым.

3. На Кольском полуострове основные горные породы пользуются развитием на горах Монча-тундры, Волчьей тундры, Чуна-тундры (Куплетский, 1935; Воробьева, 1935), а также в районе комплекса Гремяхи (Полканов и Елисеев, 1940). В районе Волчьей тундры широко развитые габбро, габбро-нориты и роговообманковые габбро примыкают к гнейсам, и между ними и этими гнейсами указывается нахождение промежуточных по составу гибридных пород, которые сравнивают с чарнокитами. На Волчьей тундре краевые части габбро обнаруживают явления катаклаза. В районе Чуна-тундры указывается нахождение пироксенового габбро, роговообманкового габбро, большей частью полосатого, и лейкократовых разновидностей, приближающихся к плагиоклазитам.

4. Следует упомянуть о нахождении габбровых пород, связанных с перидотитами и змеевиками, в Закавказье — в зоне, протягивающейся с северной стороны оз. Севан (Паффенгольц, 1934). Наиболее известно нахождение этих пород около озера. Габбро иногда с габброофитовой структурой, оливиновое габбро с очень основным плагиоклазом, троктолиты, переходящие в лейкократовые разности, а также рудные троктолиты, указываются наряду с бесполевошпатовыми породами в этой зоне Закавказья. Эти горные породы являются молодыми, вероятно третичными.

5. На обширной территории азиатской части Советского Союза габбровые породы, иногда измененные, встречаются во многих горных областях, обычно также в связи с ультраосновными горными породами. Нет возможности на них останавливаться, тем более что они не всегда достаточно изучены и имеют, во всяком случае, меньшее значение, чем примеры, указанные выше.

В Казахстане отдельные месторождения габбро в Мугоджарах являются как бы продолжением уральских выходов. Габбровые породы известны в Кокчетавском районе, в районе Успенского рудника, в Баян-Аульском районе (норит), в Калбинском хребте. В Средней Азии габбро указывается в хребте Султан-Уиз-Даг (Кузнецов и Лучицкий, 1936). Вообще, однако, основные интрузивные породы мало распространены в Средней Азии.

Незначительное развитие габбро имеет в Горном Алтае, Салаире и Кузнецком Алатау. В Прибайкалье горные породы группы габбро встречаются как среди древнейших кристаллических сланцев, так и среди более новых «метаморфических сланцев». Интересны анортозиты в юго-западном Прибайкалье (Свитальский, 1915), сопровождаемые всеми характерными породами, обычно встречаемыми вместе с анортозитами: габбро-норитами, монцонитами или мангеритами и гиперстеновыми гранитами (чарнокитами). В Селенгинской Даурии габбро встречены только в небольших массивах, и их считают здесь связанными с более кислыми породами, т. е. их основной фацией.

На Витимском плато габбро указываются в Ципиканском районе и в интрузии Витимского массива. Они встречены и в Олекмо-Витимском районе. В Восточном Забайкалье измененные габбровые породы наблюдались среди древних образований: в районе Ингоды (Деньгин, 1932) описаны разные типы габбровых пород (габбро, нориты, троктолит), амфиболовое габбро и связанные с габбровыми породами бесполевошпатовые горные породы. Небольшие массы габбровых пород упоминаются в Сихотэ-Алине, на побережье Охотского моря известны значительные

массы анортозитов и связанных с ними габбро. На Камчатке габбро сопровождает ультраосновные горные породы Камчатского Мыса.

6. Среди других наиболее известных местонахождений габбровых пород на земном шаре вне Советского Союза мы отметим следующие.

Лополит Дьюлус в районе Верхнего озера в Северной Америке (Гроут, 1918[1]) представляет собой огромное тело интрузивных горных пород, объемом около 200 000 км³, заключенное в вулканических породах вверху и осадочных сланцах внизу. Оно состоит главным образом из габбро и норитов, полосатых со светлыми участками плагиоклазитов. Нижняя часть этого огромного интрузивного тела обладает особенно резко выраженной полосатой текстурой. Средний состав этой части отвечает оливиновому габбро, но отдельные полосы меняются в составе от анортозита до перидотита. Верхняя часть более однородна, будучи образована многими разновидностями габбро и габбро-норитов. Между нижней и верхней частями, несколько различными по возрасту, залегает слой «красной породы»; второй слой залегает у кровли верхней части лополита. Эта красная порода представляет собой гранит или гранофир с переходами в сиенит. Переход от габбро к ней довольно резкий.

Другим еще более грандиозным лополитом является уже упоминавшийся Бушвельдский платиноносный комплекс в Южной Африке (Холл, 1932). Этот лополит занимает неправильно овальную площадь размером в 39 000 км² и достигает мощности более 5—6 км. Главную часть его образуют габбро-норитовые горные породы с очень отчетливой полосатой текстурой, так что в обнажении горные породы имеют сходство со слоистыми осадочными породами. Слои различаются по относительному количеству цветных и бесцветных минералов. В так называемом критическом горизонте в этой псевдослоистой массе дифференциация проявляется особенно резко: отдельные типы резко различных горных пород состава анортозитов (иногда пятнистых), габбро, норитов, перидотитов и даже руды переслаиваются между собою. Перемежаемость полевошпатовых и пироксеновых пород достигает большой мощности. Интересно, что в некоторых слоях габбрового состава в верхней части преобладает моноклинный пироксен, а в нижней — ромбический, местами скопляющийся столь обильно, что образуются пироксениты. Рудные прослойки магнетита и хромита образуют также правильные слои среди габбро-перидотитовых пород согласно с общей слоистостью. О некоторых подробностях структуры будет сказано при описании бесполевошпатовых горных пород. Верхняя часть Бушвельдского комплекса образована красным лейкократовым гранитом и гранофиром. Кровлей являются фельзиты.

Гораздо меньших размеров лакколит Инсизва, тоже в Южной Африке (Дю Тойт, 1920), мощностью около 900 м, представляет еще пример гравитационного расположения разновидностей габбровых пород. У кровли залегают микропегматитовые нориты и габбро, затем нормальный норит и габбро без оливина, а внизу оливиновый норит и оливиновое габбро. У подошвы в них находятся сульфидные руды.

Лополит Сёдбери (Коулеман, 1907), или межформационная интрузивная залежь, выполняет брахисинклиналь и сложен норитом, переходящим без промежуточных типов к микропегматиту верхней части. В нижней части у дна лополита — сульфидные руды.

О месторождениях габбро и норитов во Франции — Палле (Лакруа, 1898—1899), в Северной Америке — Сноубэнк-Лейк в Миннесоте (Сандерс, 1929) и в северо-восточной Шотландии (Ватт, 1914; Рид, 1923), где норит, образующий периферическую зону габбро, объясняют как результат ассимиляции глинистого вещества, мы уже упоминали. Заслужи-

вают упоминания габбровые породы шотландских островов (Скай, Малл, Рам) третичного возраста (Харкер, 1904). Они также дают примеры резкой дифференциации на габбровые, анортозитовые, троктолитовые и перидотитовые разновидности и прекрасно выраженную полосчатость в текстуре.

Анортозиты в громадных массах залегают в докембрийских образованиях Канады (Адамс, 1913). Общая площадь ряда их массивов достигает 190 000 км². Здесь они особенно подробно изучались и здесь возникли гипотезы происхождения этих пород, о чем уже говорилось.

Кроме того, получили известность анортозиты Индии (Холленд, 1900), где они находятся в связи с породами чернокитовой серии, и месторождения Норвегии (Кольдеруп, 1896, 1903) в сходной ассоциации горных пород.

Химический состав габбро

Средние химические составы наиболее важных типов горных пород группы габбро и некоторых других представлены в табл. 14.

Таблица 14

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO_2	48,24	49,50	46,49	50,39	48,78	45,09	50,40	48,05	47,82
TiO_2	0,97	0,84	1,17	1,13	1,48	—	0,15	0,49	2,0
Al_2O_3	17,88	18,00	17,73	16,06	18,04	10,81	28,30	15,35	19,99
Fe_2O_3	3,16	2,80	3,66	2,43	1,16	5,83	1,06	1,86	2,10
FeO_2	5,95	5,80	6,17	7,86	8,94	7,94	1,12	7,53	6,48
MnO	0,13	0,12	0,17	0,17	0,20	Следы	0,05	0,28	Следы
MgO	7,51	6,62	8,86	8,37	8,07	13,47	1,25	12,53	4,94
CaO	10,99	10,64	11,48	9,20	8,92	15,21	12,46	11,02	11,65
Na_2O	2,55	2,82	2,16	2,61	2,56	1,39	3,67	1,26	3,51
K_2O	0,89	0,98	0,78	0,79	0,91	0,16	0,74	0,19	0,67
H_2O	1,45	1,60	1,04	0,79	0,69	0,46	0,75	0,60	0,28
P_2O_5	0,28	0,28	0,29	0,20	0,25	—	0,05	—	0,56

I — габбро вообще (Дэли, 1933)
II — габбро без оливина (Дэли, 1933)
III — оливиновое габбро (Дэли, 1933)
IV — норит без оливина (Дэли, 1933)
V — оливиновый норит (Дэли, 1933)
VI — тылаит (Дюпарк и Пирс, 1902—1905, т. 34, в. 5)
VII — анортозит (Дэли, 1933)
VIII — эвкрит (Харкер, 1908)
IX — оссипит (Пирсон, 1911)

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	7,1	8,7	27,0	57,2	32,5	48,8	18,7	80,4
II —	7,9	8,4	24,9	58,8	33,3	46,9	19,8	80,4
III —	6,1	9,0	29,9	55,0	31,2	51,4	17,4	79,4
IV —	6,9	7,3	27,7	58,1	34,7	51,3	14,0	82,4
V —	7,1	8,7	26,4	57,8	37,7	53,3	9,0	80,4
VI —	3,1	5,1	44,6	47,2	25,7	47,5	26,8	92,0
VII —	10,6	16,7	5,8	66,9	41,1	42,5	16,4	88,1
VIII —	2,9	8,6	34,4	54,1	25,9	60,9	13,2	90,9
IX —	9,0	9,6	22,5	58,9	36,9	39,2	23,9	88,9

В этой таблице первые пять анализов представляют средние, подсчитанные Дэли, и вычисленные из них наши характеристики (А. Н. Заварицкий, 1941 [1]). Тылаит, как уже было сказано, представляет собой меланократовое габбро, значительно уклоняющееся от среднего состава. Трёгер (1935) выделяет даже особое семейство тылаита. Эта горная порода содержит около 65% пироксена, главным образом моноклинного, около 20% плагиоклаза, около 10% оливина и остальное — рудные минералы, шпинель и примесь биотита.

Средний анализ анортозита также подсчитан Дэли. Эвкрит, анализ которого приведен в колонке VIII, отличается тем, что плагиоклаз его близок к анортиту, что отражается и в числовой характеристике. Мы привели еще анализ лейкократового габбро, описанного под названием оссипита и состоящего из 63% лабрадора, около 15% диопсида, 10% оливина, около 5% биотита, остальное — рудные минералы. Эта горная порода дала основание Ниггли (1923) выделить особый «оссипитовый» химический тип габбровой магмы. Главные особенности химического состава габбровых пород: небольшая величина s (обыкновенно от 50 до 60) и высокое b (до 25 и даже выше), c несколько выше a, а в эвкрите значительно выше. От диоритов габбро отличается более высоким b и более низким отношением $\frac{a}{c}$. В диоритах, как правило, только $2c = a$, а в габбро $c = a$ или даже больше. Сумма $3a + 2c + b$ в обоих типах близка к s; в габбро обычно s ниже, а в диоритах часто выше этой суммы.

Как видно из таблицы, химический состав анортозитов стоит совершенно особняком среди составов изверженных горных пород по весьма высокой величине c. По величинам a и b они приближаются к гранодиоритам.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ГАББРО-БАЗАЛЬТОВОЙ ГРУППЫ, ЗАЛЕГАЮЩИЕ ГЛАВНЫМ ОБРАЗОМ В ВИДЕ ЖИЛ И МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ

Особое положение горных пород габбро-базальтовой группы среди других изверженных пород заключается в том, что они, судя по ряду признаков геологических условий их нахождения, являются продуктами застывания магмы недифференцированной. С этим находятся, вероятно, в связи и некоторые особенности жильных горных пород этого состава. Магма жильных пород гранитового и диоритового состава получается, по-видимому, наоборот, в результате дифференциации в некотором магматическом очаге, который застывает потом в виде массива изверженных горных пород. Поэтому обычно жильные породы гранитового или диоритового состава мы встречаем залегающими в виде жильной свиты, сопровождающей массив глубинных пород. Более или менее тесная связь с этими массивными породами, естественно, была причиной того, что их сравнивали с последними, и далее это привело к разделению их на асхистовые и диасхистовые. И те и другие залегают в связи с породами массивными. В породах габбро-базальтовой группы, встречающихся в форме дайк, интрузивных залежей и других малых интрузий, мы имеем весьма распространенное явление залегания их без какой-либо видимой связи с массивами глубинных пород. Такие горные породы мы встречаем в чрезвычайно распространенных диабазах (долеритах), которые очень часто залегают в формах дайк или интрузивных залежей, а иногда образуют небольшие лакколиты. Для этих горных пород, кроме их состава, харак-

[1] Числовые характеристики ко всем химическим составам горных пород, данным Дэли, взяты из той же работы.

терным признаком является диабазовая или офитовая структура. Этот признак служит решающим в определении породы, и пятьдесят лет тому назад определение диабаза очень четко было сформулировано в циркуляре Геологического учреждения США и принято в многочисленных публикациях Северной Америки: «Диабаз имеет офитовую структуру. Эта структура может быть и макроскопической и микроскопической. Минеральный состав такой же, как у габбро. Диабаз обыкновенно встречается в виде дайк и силлов».

Такие гипабиссальные диабазы, однако, петрографически почти или совсем не отличаются от полнокристаллических разновидностей эффузивных пород габбро-базальтовой магмы и Розенбушем, так же как и некоторыми другими петрографами все диабазы вообще рассматриваются вместе с остальными эффузивными породами. Однако диабазовые жилы и интрузивные залежи представляют настолько характерное геологическое явление, что всегда следует различать гипабиссальные породы этого типа и эффузивные, хотя бы мы обозначали их одинаковым названием вследствие одинакового состава и структуры. Такое выделение диабазов принято, например, в руководстве Харкера (1909), а также Хача (1926), где долериты (принятый у англичан синоним диабазов) отнесены к гипабиссальным породам.

Иногда в таких формах мы встречаем и диабазовые порфириты — порфировые горные породы с основной массой диабазовой структуры.

Интрузивный характер диабазов отмечался уже в самом начале применения микроскопов в петрографии Циркелем (1866). Розенбуш в первом издании своей «Микроскопической физиографии наиболее распространенных горных пород» (1877) определял диабаз как интрузивную горную породу, встречающуюся в виде жил и силлов, но вводил в определение также условие древнего палеозойского возраста, соответственно принятому в то время разделению изверженных горных пород. Древние диабазы, с которыми имели дело геологи в палеозойских образованиях, в частности Средней Европы, подвергались изменению и имеют облик палеотипных пород, содержат такие вторичные минералы, как хлорит, эпидот и часто альбитизированный плагиоклаз. Отсюда возникло представление о противопоставлении измененных (хлоритизированных и т. д.) диабазов неизмененным горным породам того же состава и структуры — долеритам. Однако в нескладчатых областях древние, палеозойские диабазы, прочно вошедшие в литературу под этим названием, имеют свежий вид долеритов. В стремлении сохранить признак возраста в последнем издании своего курса петрографии Розенбуш (1923) для диабаза дает определение, которое совсем уже неудовлетворительно. «Диабазы,— говорится там,— представляют собой крупнозернистые, среднезернистые до мелкозернистых, реже плотные или порфировые породы, которые характеризуются комбинацией основного плагиоклаза и авгита. В свежем состоянии в нескладчатых областях они темно окрашены и неотличимы от толеитов, долеритов или базальтов. В измененном состоянии в складчатых горах это преимущественно зеленые эффузивные породы». В этом определении отсутствует такой главный признак, как офитовая структура; неправильно отнесены диабазы к эффузивным изверженным породам, тогда как бóльшая часть диабазов, особенно если принять во внимание так называемые траппы (относящиеся, несомненно, к диабазам), образует огромные массы и встречается главным образом как интрузивные залежи.

В последнем определении Розенбуша термин «диабаз» становится настолько расплывчатым и неточным, что естественно было желание

английской комиссии по петрографической номенклатуре совсем его выбросить.

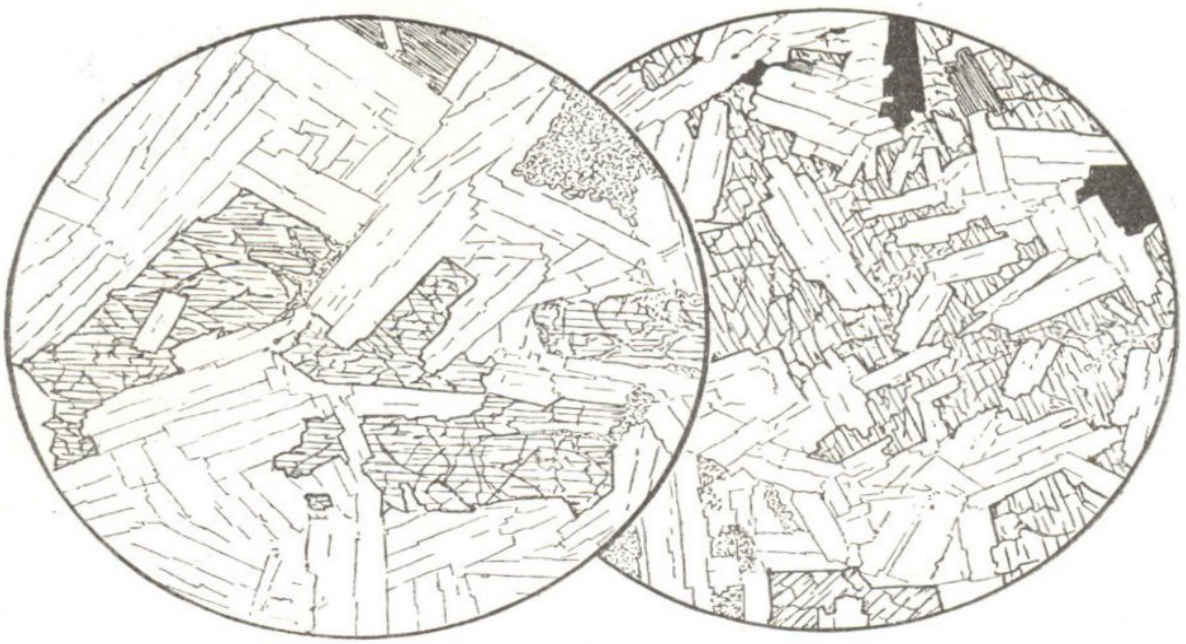
Однако название «диабаз» настолько прочно вошло в петрографическую литературу, что едва ли можно это сделать. Необходимо только устранить ту путаницу, которая была создана определением Розенбуша и вошла и в нашу литературу благодаря авторитету этого петрографа.

Диабазами мы будем называть палеотипные изверженные горные породы обязательно с диабазовой, или офитовой, структурой, залегающие главным образом в виде малых интрузий, преимущественно дайк и силлов. Термин «диабаз» можно употреблять, основываясь только на составе и структуре породы и в тех случаях, когда залегание ее неясно, но когда такие же породы являются явно эффузивными, то необходимо всегда добавлять прилагательное «эффузивный», подобно тому, как мы употребляем прилагательное «интрузивный» для порфиров, которые чаще встречаются как эффузивные породы.

Другого характера жильные горные породы габбро-базальтового состава встречаются обыкновенно в виде тонких жил, сопровождающих массивные изверженные породы. Это мелкозернистые габбро (микрогаббро) и габбро-порфириты. Сюда же надо отнести роговообманково-плагиоклазовые жильные породы, которые по минеральному составу примыкают к жильным породам, но вещественный состав которых входит в пределы состава диоритов. Такими горными породами будут, например, одиниты и др. Таким образом, среди жильных горных пород мы будем различать: а) диабазы и долериты и б) различные асхистовые и лампрофировые породы габбрового состава.

Диабазы и долериты жильные представляют собой полнокристаллические, обычно средне- или мелкозернистые горные породы, состоящие из плагиоклаза и авгита, главным образом, и обладающие диабазовой (офитовой) структурой (фиг. 65). Название «диабаз» применяется преимущественно к палеотипным горным породам, где составляющие минералы в большей или меньшей степени подверглись разложению. Свежие кайнотипные породы того же состава называют долеритами, но иногда к ним применяется и термин «диабаз».

Плагиоклаз в мало измененных диабазах и в долеритах чаще всего лабрадор или более основной, но иногда и андезин. В некоторых редких типах встречается олигоклаз и указывают даже первичный альбит. В большинстве случаев альбитовые диабазы являются, однако, породами сильно измененными и альбит в них вторичный. Плагиоклаз имеет призматический или удлиненно таблитчатый облик, иногда зональный и обычно в двойниковых кристаллах. Авгит в шлифах иногда почти бесцветный, чаще слегка буроватый, а в некоторых диабазах явно заметен фиолетовый оттенок титансодержащего авгита. Во многих диабазах очень распространенным является энстатит-авгит, отличающийся своим малым углом оптических осей. Нередки зональное строение и двойники авгита по (100). В некоторых диабазах вместе с авгитом присутствует ромбический пироксен (бронзит). Роговая обманка очень редко бывает первичным минералом в диабазах. Превращение авгита в волокнистую уралитовую роговую обманку, наоборот, довольно распространено. Биотит иногда встречается как акцессорный минерал. В некоторых более основных диабазах мы находим оливин (оливиновые диабазы — фиг. 66, 67) обыкновенно в идиоморфных зернах, в других, наоборот, встречается кварц (кварцевые диабазы или конга-диабазы — фиг. 68), часто вместе с кварцем присутствует калинатровый полевой шпат, образующий с кварцем микропегматитовые сростки. Иногда кварц

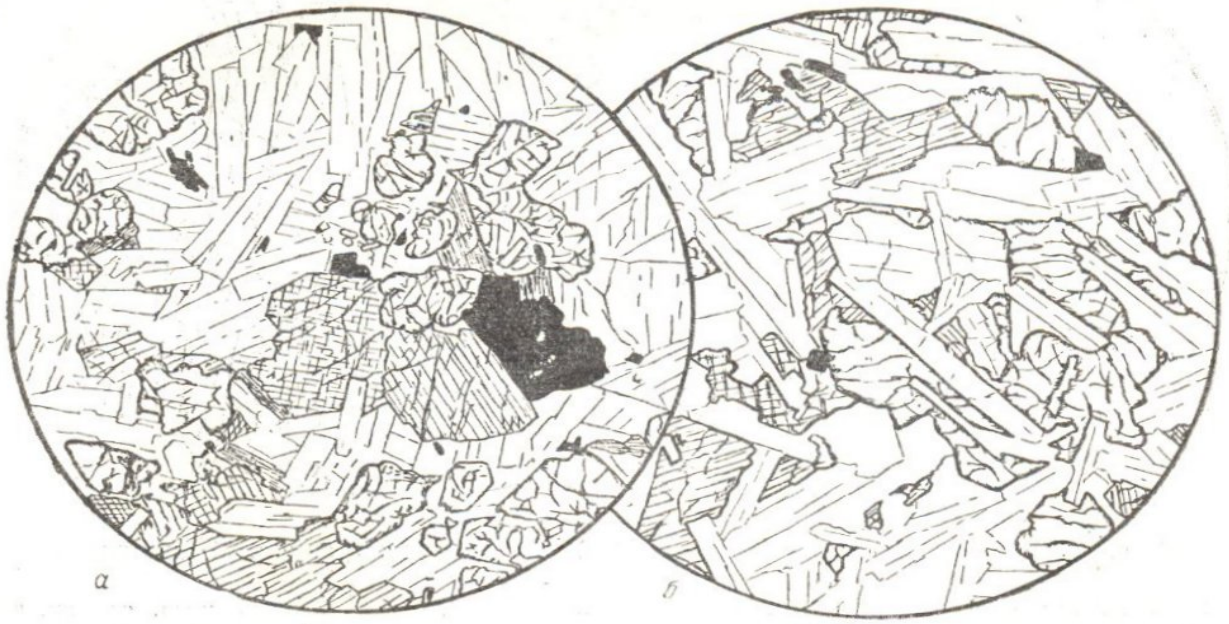


а *б*

Фиг. 65. Диабаз. Бердяуш, Урал.

а. Типичная офитовая структура. Призматические зерна основного плагиоклаза резко идиоморфны по отношению к моноклинному пироксену. Приблизительно одинаковые размеры зерен пироксена и плагиоклаза. Справа вверху немного хлорита; $d = 6{,}7$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1937

б. Пойкилоофитовая структура. Идиоморфные призматические зерна плагиоклаза более мелкие, чем зерна пироксена, и находятся в последних в виде пойкилитовых включений Магнетит, отдельная чешуйка биотита (вверху) и хлорит (внизу); $d = 6{,}7$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1937



а *б*

Фиг. 66. *а*. Оливиновый диабаз. Бердяуш, Урал.

Неравномерное распределение минералов. Моноклинный пироксен и оливин не имеют резкого ксеноморфизма относительно плагиоклаза. Типичная гранулито-офитовая (долеритовая) структура. Акцессорный магнетит и случайный биотит; $d = 3{,}7$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1937

б. То же. Остров Рюген, Германия.

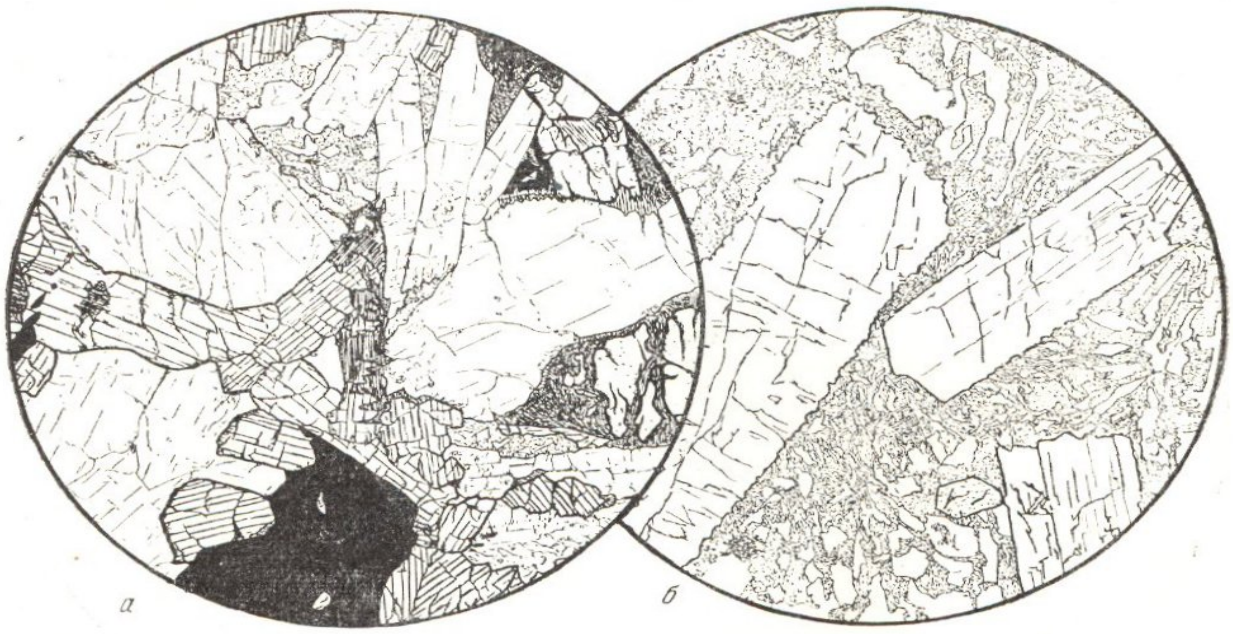
Офитовая структура. Моноклинный пироксен и оливин (справа) ксеноморфны и находятся в промежутках между призматическими зернами основного плагиоклаза; $d = 8{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948



Фиг. 67. Оливиновые диабазы из сибирских траппов.

а. Типичная офитовая структура. Моноклинный пироксен и оливин (в центре) ксеноморфны относительно плагиоклаза. Акцессорный магнетит, немного хлорита.

б. Пойкилоофитовая структура. Зерна пироксена (внизу) и оливина (справа) значительно крупнее зерен плагиоклаза и содержат пойкилитовые включения плагиоклаза



Фиг. 68. Кварцевый диабаз (конга-диабаз) из сибирских траппов. Подкаменная Тунгуска.

а. Наиболее типичная разновидность. Моноклинный пироксен, основной плагиоклаз, оливин, частично разложенный в темно-зеленый серпентиноподобный минерал (справа), магнетит, бурая роговая обманка (в центре) и калиевый полевой шпат с графическими врастками кварца (вверху); $d = 3{,}1$ мм

б. Участок горной породы, лишенный цветных минералов. Призматические кристаллы основного плагиоклаза (лабрадора) находятся в массе калиевого полевого шпата и кварца с микрографической структурой. Внизу поперечный разрез призмочки апатита; $d = 3{,}5$ мм

бывает вторичным. В некоторых типах диабазов (долеритах) появляется примесь анальцима, придающая им несколько щелочной характер. Обычными и часто весьма обильными являются рудные минералы: магнетит и ильменит. Обычен также апатит. Пирит и пирротин скорее являются минералами случайными.

Такие минералы, как роговая обманка (бурая), биотит, калиевый или калинатровый полевой шпат и, наконец, анальцим, встречаются обыкновенно в диабазах и гипабиссальных долеритах как второстепенные примеси, но иногда, увеличиваясь в количестве, они приводят к переходам в редкие щелочные типы жильных изверженных горных пород. Для некоторых районов эти уклонения от нормальных типов очень характерны. Можно заметить три основных направления в такой дифференциации диабазов: появление кварца, обычно сопровождаемого калиевым полевым шпатом, приводит к возникновению типа кварцевых диабазов; роговая обманка бурая, близкая к баркевикиту, тоже нередко сопровождается калиевым полевым шпатом и характерна для некоторых типов, уклоняющихся в сторону монцонитовых и сиенитовых горных пород; появление анальцима ведет к изменению в направлении к тешенитам и кринанитам. Увеличение количества оливина в оливиновых диабазах приводит к образованию пикрит-диабазов.

Все эти явления дифференциации в диабазовых породах можно встретить иногда в одной и той же свите жил или интрузивных залежей. Хорошим примером этого является серия жил диабазов в районе Бакальских рудников на Урале.

Диабазы как палеотипные породы характеризуются вообще наличием вторичных изменений. Плагиоклаз подвергается изменению с образованием альбита, а также карбонатов и минералов группы эпидот-цоизита, иногда также пренита, каолина и др. Авгит переходит в хлорит, уралит, карбонаты с выделением свободных окислов железа и других минералов. Около ильменита образуются лейкоксеновые каймы. Оливин серпентинизируется, ромбический пироксен переходит в бастит и т. д.

Обыкновенно все такие изменения являются вторичными, частью связанными с динамическим метаморфизмом, но, быть может, некоторые из них (альбитизация плагиоклаза, хлоритизация альбита) иногда обязаны своим происхождением действию воды, углекислоты и других летучих веществ, выделявшихся из самой магмы в эпимагматическую фазу образования горной породы. Однако нельзя распространять это представление о роли эпимагматических превращений на все диабазы, как это склонны делать некоторые авторы.

Структура диабазов, как сказано, офитовая. Идиоморфными иногда бывают оливин, ромбический пироксен. Плагиоклаз всегда идиоморфен по отношению к авгиту. Магнетит то идиоморфен, то имеет характер сидеронитовый. Реже типичной офитовой встречаются пойкилоофитовая и гранулито-диабазовая (долеритовая в тесном смысле слова) структуры.

В плотных, особенно эффузивных, диабазах мы имеем микроофитовую и микродолеритовую структуры. Такова же структура основной массы диабазовых порфиритов. Фенокристаллами в них являются более крупные, обычно таблицеобразные выделения основного, часто зонального плагиоклаза и короткие призмы авгита. Они также подвергаются уже описанным изменениям.

Первичной роговой обманкой в диабазовых породах является, как сказано, бурая роговая обманка в так называемых протеробазах, или амфиболовых диабазах. Обычно в протеробазах она присутствует в под-

чиненном количестве по сравнению с авгитом, но иногда обильна. Иногда переходит в сине-зеленую роговую обманку.

Эпидиориты старых авторов (или эпидиабазы) представляют собой большей частью уралитизированные диабазы. Уралитовый порфирит — чаще всего уралитизированный диабазовый порфирит.

Отвечая по составу габбро-базальтовой группе горных пород, диабазы и долериты содержат примерно равное количество плагиоклаза и пироксена. Оливин присоединяется к этим минералам обыкновенно в небольшом количестве, но иногда его содержание сильно возрастает, и получаются горные породы, которые называют пикрит-диабазами (переходными к пикритам). Редки разновидности, в которых ненормально повышено содержание плагиоклаза (лейкодиабазы или анортозит-диабазы) или пироксена — так называемый соггендалит, являющийся переходом к пироксенитам; возможно, что эта норвежская порода должна быть отнесена к лампрофирам (Кольдеруп, 1896).

Геологические условия нахождения диабазов

Гипабиссальные интрузии диабазов и долеритов весьма распространены и встречаются почти во всех горных хребтах, а также в областях с пологим залеганием слоев (платформах). Огромные массы «сибирских траппов» (Левинсон-Лессинг и др., 1932; В. С. Соболев, 1936; Моор, 1939), так же как и другие горные породы трапповой формации, надо отнести к таким именно интрузиям.

По своей роли в геологии земного шара те горные породы габбро-базальтовой магмы, относящиеся к диабазовым долеритам, которые выделяют под общим названием «траппов» или «трапповой формации», имеют очень большое значение. Они развиты в ряде областей земного шара со спокойным залеганием вмещающих их осадочных горных пород, частью пород вулканических — лав и туфов и туффитов. Типичной формой залегания являются интрузивные залежи (силлы), частью связанные с ними дайки. Мощность отдельных интрузивных залежей колеблется от самых тонких до 200 м и более. Над толщами таких инъецированных осадочных и туфово-осадочных пород залегают излившиеся фации базальтовой магмы, более или менее смытые. Эти эффузивные базальтовые породы, очевидно генетически связанные с инъецированными траппами, сохранились и в северной части огромной площади распространения наших сибирских траппов, достигающей 1,5 млн. км^2; они известны и в других областях развития траппов.

Время образования сибирских траппов, как и ряда других, относится к мезозою (Сибирь, Карру в Южной Африке, Бразилия), но известны и более молодые такие же формации (Декан в Индии, Арктическая область, Патагония, бассейн р. Колумбии), где мы встречаемся с верхними излившимися фациями той же формации, представленными долеритами и базальтами. Это так называемые плато-базальты или массовые излияния базальта.

Преобладающим типом траппов являются зернистые породы с офитовой или пойкилоофитовой структурой (см. выше, фиг. 67). Как правило, присутствует оливин; постоянный акцессорный минерал — титаномагнетит. В текстуре породы нередко замечается та особенность, что относительно крупные зерна моноклинного пироксена с офитовыми врастками плагиоклаза чередуются с участками оливино-плагиоклазовыми. Это создает своего рода пятнистость породы, заметную на выветрелых поверхностях. Оливин траппов железистый (около 40% фаялитового компонента),

особенно в содержащих примесь кварца и щелочного полевого шпата типах, где состав оливина доходит до гортонолита. Плагиоклаз-лабрадор или лабрадор-битовнит, моноклинный пироксен слегка буроватый, титаномагнетит часто в сидеронитовых ксеноморфных зернах. Микропегматит, встречающийся в некоторых разновидностях, выполняет промежутки между зернами других минералов. Интересно его совместное нахождение с железистым оливином (см. выше, фиг. 68). В сибирских и некоторых других траппах, содержащих гиперстен, этот минерал иногда обрастает моноклинный пироксен, в противоположность очень распространенному в базальтах и андезитах обратному отношению. В траппах как случайные или второстепенные примеси в разновидностях этих пород встречаются все минералы, указанные выше как примеси в диабазах и долеритах, и это обусловливает переходы к более редким типам пород.

В мощных интрузивных залежах траппов и других долеритах, диабазах иногда наблюдается явление дифференциации в массе горной породы. Очень характерны появление микропегматитов в верхней части и переход или смена диабазовой породы гранитной у висячего бока, а также накопление оливина в нижней части дифференцированной массы. Кроме того, иногда тело диабаза рассекают тонкие прожилки гранитового или сиенитового состава и в нем обособляются очень грубозернистые участки с пегматоидной структурой, состоящей из плагиоклаза (обыкновенно более кислого) и амфиболизированного пироксена.

Порфировые фации траппов — диабазовые порфириты с микродолеритовой или даже стекловатой основной массой — редки. Они большей частью находятся в приконтактовых краевых частях залежей, редко в тонких жилах.

Кроме траппов, широко распространенных на площади Сибири, такие же породы, как указывалось, развиты в ряде областей земного шара. Хорошо известны долериты Карру (Дю Тойт, 1920; Дэли и Барт, 1930; Уокер и Польдерварт, 1950 — русский перевод), инъецирующие интрузивными залежами почти горизонтальную толщу песчано-сланцевых отложений. Площадь их распространения до 2 млн. км ^{2}. Главным образом развиты безоливиновые долериты офитовой или пойкилоофитовой структуры. В более мощных залежах порода переходит в габбро (Инсизва). В верхах толщи, в центральной части области распространения долеритов Карру, распространены эффузивные базальты.

В Северной Америке (США) такие породы развиты в восточной части к юго-востоку от р. Гудсон; в Южной Америке они занимают огромную площадь в бассейне р. Параны (Бакэр, 1923; Вальтер, 1927). Наконец мы имеем широкое распространение их в восточной Антарктике. Меньшие площади — в северной Англии и Арктике.

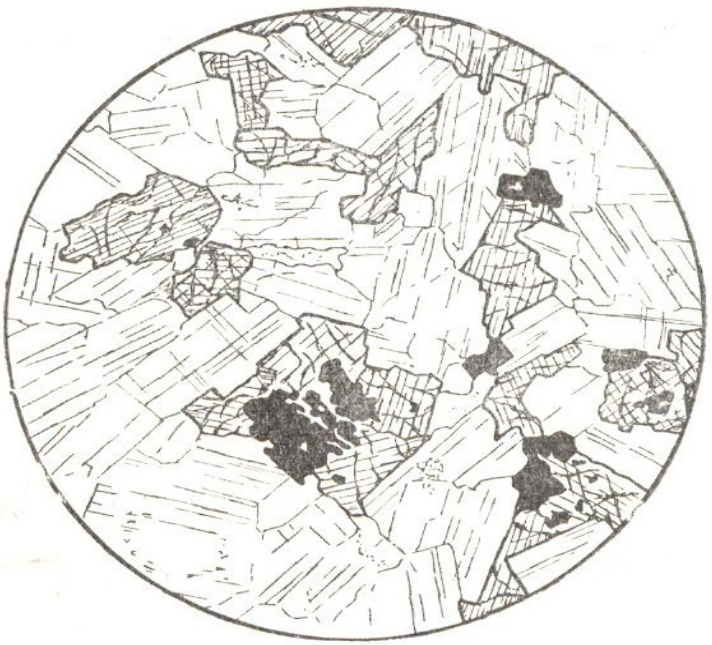
Сходные образования, но древнего возраста, представляют собой диабазы Северо-Американских Штатов, так называемой формации Кьюиноу (Фемистер, 1928; Гроут, 1910), и диабазы Фенноскандии, особенно Швеции (Тёрнебом, 1877), где их разные виды получили разные названия: конга-диабазы с микропегматитом, кинне-диабазы с оливином, аасби-диабазы с оливином и с более крупнозернистой габброидной структурой, кунне-диабазы — кварцевые диабазы с светлым пироксеном (салитом) и с роговой обманкой и др. Диабазы Кольского полуострова, пересекающие в виде жил древнейшие породы и интрузивные залежи в Карелии (фиг. 69), вероятно представляют собой образования, аналогичные диабазовой формации Фенноскандии (Кротов, 1932; В. М. Тимофеев, 1935).

Диабазы в виде секущих жил распространены также и в области кристаллических пород Украины (Лучицкий и Лебедев, 1934).

Волынит представляет собой диабазовый порфирит с крупными (1—3 см и больше) фенокристаллами плагиоклаза, нередко очень свежего, в черной основной массе.

Что касается областей складчатых гор, то диабазы и диабазовые порфиры в них очень распространены и их можно встретить во всех горных районах. Мы приведем немногие примеры.

На Урале очень характерна диабазовая формация западного склона (А. Н. Заварицкий, 1937). Свиты жил диабаза, реже диабазовых порфиритов и силлы этих пород распространены в районе Сатки, Бакала, Кусы в древних допалеозойских (или, может быть, кембрийских) доломитах, но встречаются южнее и в более молодых, по-видимому, девонских отложениях. Диабазы разнообразны по структуре и по минеральному составу как вследствие вторичных изменений, так и первичных явлений дифференциации. На небольшой площади Бакальских рудников встречены нормальные диабазы и кварцевые диабазы с микропегматитом, пикритдиабазы, переходящие в змеевики, и, наконец, щелочные горные породы, в которых авгит вытесняется баркевикитом, плагиоклаз принимает состав андезина и появляется большое количество ортоклаза: порода принимает состав монцонитовых пород. В так называемой зеленокаменной полосе Урала диабазы обычно альбитизированы, хлоритизированы и уралитизированы, превращаясь, в конце концов, в зеленокаменные породы. «Секущие порфириты» в Турьинских медных рудниках (Федоров, 1901_1) главным образом представлены диабазовым порфиритом, часто относительно очень свежим. На восточном склоне Урала наиболее молодые представители этой группы пород пересекают известняки нижнего карбона. Они очень свежие — это долериты обычно с оливином, иногда в них появляется примесь анальцима.



Фиг. 69. Диабаз. Западный берег Онежского озера.

Основной плагиоклаз, моноклинный пироксен и магнетит. Структура — переходная между офитовой и габбровой; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной, и др., 1948

На Кавказе диабазы получили известность в районе Военно-Грузинской дороги и в других местах Центрального Кавказа (Левинсон-Лессинг, 1898; Белянкин, 1912_1). Известны как полнокристаллические типичные диабазы, так и диабазовые порфириты. В одних случаях (колотонская группа) плагиоклаз представлен кислым членом этого ряда при относительно свежем пироксене, в других (ассинская группа) плагиоклаз — лабрадор и в разной степени хлоритизированный и уралитизированный пироксен. Известностью пользуются дайки диабазов и частью диабазовых порфиритов, пересекающие гранит Дарьяльского ущелья. Из северо-

западной части Главного хребта описан альбитовый диабаз с Красной Поляны (Белянкин, 1911) с относительно свежим пироксеном и только с небольшим количеством хлорита.

Альбитизированные и хлоритизированные диабазы описаны с Новой Земли (Куплетский, 1932 $_1$) и из других мест Союза.

Интересные диабазовые породы описаны из Енисейского района (Мейстер, 1910). Среди жил этой группы пород наряду с типичными диабазами с офитовой структурой встречаются типы с габбровой структурой; встречаются также протеробазы, диабазы с большим количеством слюды и измененные уралитизированные и альбитизированные разновидности.

Лампрофировые (частью асхистовые) жильные горные породы габбрового типа

Они должны быть отделены от диабазов и по своей обычной связи с массивами глубинных пород и по петрографическим особенностям; они не обладают обыкновенно диабазовой структурой. Вещественный состав отвечает вообще габбро-базальтовым горным породам, так как они состоят из плагиоклаза, значительного количества цветного минерала — пироксена или роговой обманки, и обычных примесей — рудного минерала и апатита.

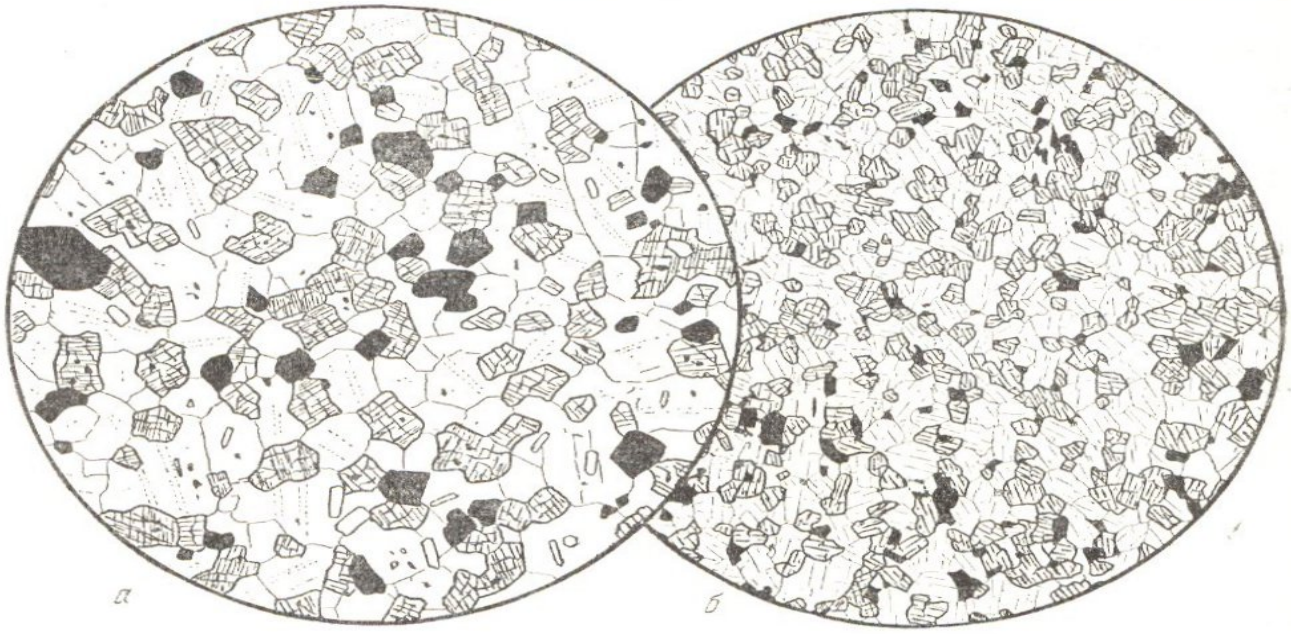
Мы рассмотрим прежде всего жильные плагиоклазово-пироксеновые породы этого типа.

Мелкозернистое и даже микрозернистое габбро представляет собой серую, темно-серую и даже черную макроскопически тонкозернистую или плотную, обычно афировую породу, существенно состоящую из основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, иногда с некоторым изменчивым количеством гиперстена, с магнетитом и ильменитом; в некоторых случаях содержатся бурая роговая обманка и оливин.

Структура панидиоморфнозернистая с изометричными очертаниями зерен, так что все составные части (кроме порфировых выделений, если они есть) имеют неправильно многоугольное или неправильно округленное очертание. Эта структура похожа на структуру габбро, но гораздо более мелкозернистая. Встречаются иногда и амфиболовые микрогаббро, где пироксен заменен бурой роговой обманкой (соретитом).

Микрогаббро встречается в виде жил. Такие жилы описаны были, например, на Урале (фиг. 70*б*), в связи с упоминавшимися горными породами габбро-перидотитовой формации, и во многих других местностях. Уже давно подобные микрозернистые плагиоклаз-пироксеновые породы, рассматривавшиеся как микрозернистые жильные породы, были известны в Оденвальде в Германии, но позднейшие исследования (Клемм, 1927) показали, что там это не изверженная порода, а метаморфический пироксеново-плагиоклазовый роговик, представляющий включения в габбро серого цвета. Эта порода здесь получила название беербахита (фиг. 70*а*) и рассматривалась первоначально Розенбушем как габбро-аплит. Таким образом, мы видим, что по минералогическим признакам и структуре нельзя было отличить метаморфическую породу (контактовый роговик) от действительно, несомненно, жильных изверженных микрогаббро. Подобные метаморфические беербахиты в Шотландии обнаружил Мак-Грегор (1931).

Порфировой структурой обладают жильные габбро-порфириты (фиг. 71). У габбро-порфиритов основная масса состоит из смеси изометричных неправильных зерен плагиоклаза — лабрадора, моноклинного



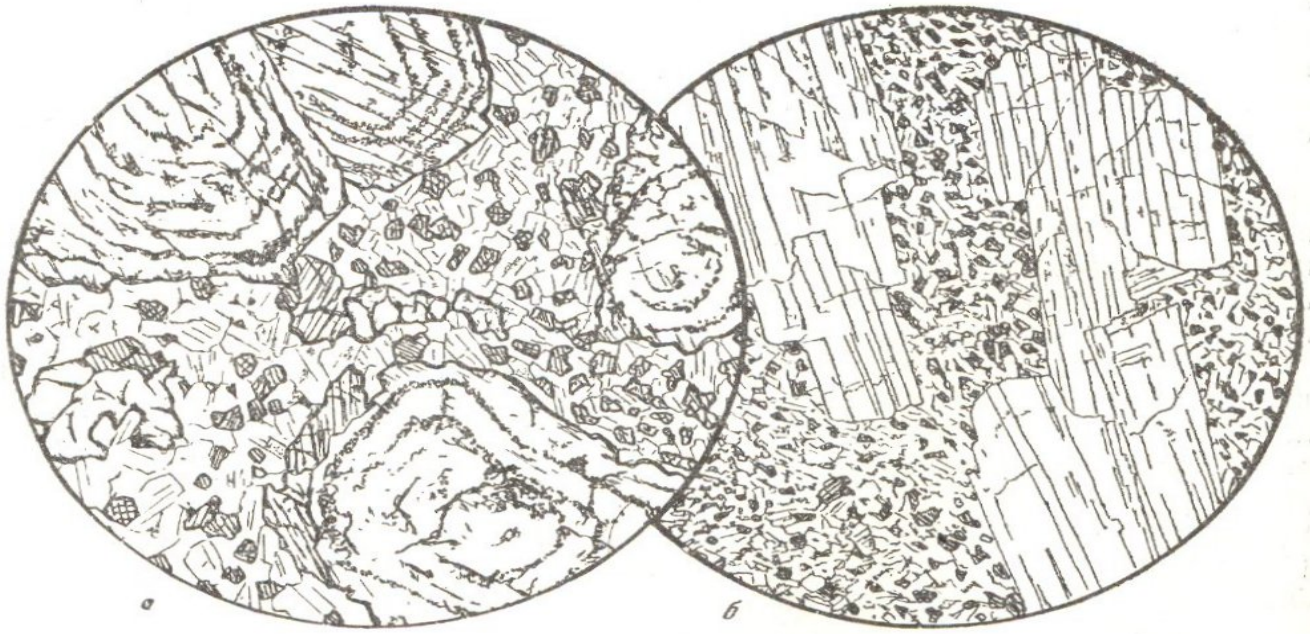
Фиг. 70.

а. Беербахит. Франкенштейн, Оденвальд, Германия.

Изометрические зерна моноклинного пироксена и основного плагиоклаза. Довольно много магнетита, призмочки апатита. Мозаичная структура; $d = 2{,}2$ мм. По Рейнишу, 1920

б. «Микрогаббро» (беербахит). Павдинский район, Урал.

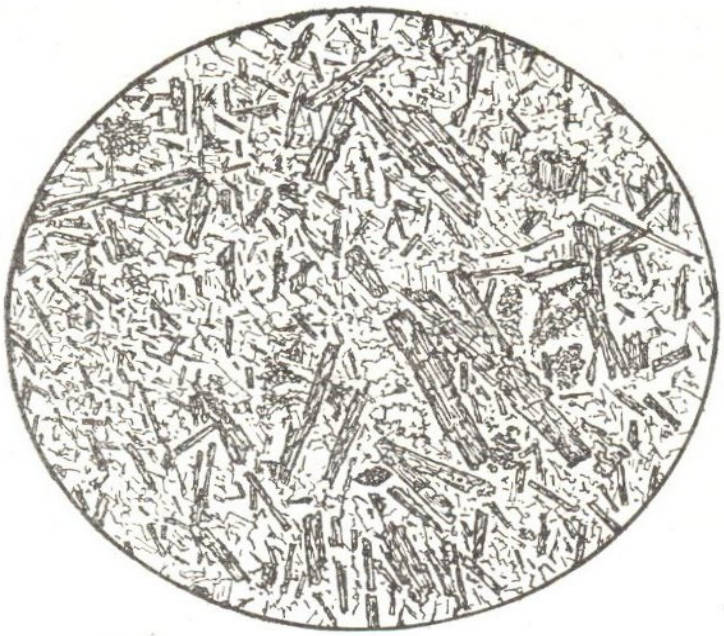
Моноклинный пироксен, основной плагиоклаз, магнетит. Мозаичная или роговиковая структура $d = 3{,}5$ мм. По Дюпарку и Гроссэ, 1916



Фиг. 71. Габбро-порфирит. Павдинский район, Урал.

а Крупные выделения моноклинного пироксена с зонально расположенными включениями рудного минерала находятся в мелкозернистой массе, состоящей из того же пироксена и основного плагиоклаза; $d = 5{,}0$ мм. По Падалка, 1937

б Другой тип — в выделениях находится основной плагиоклаз; $d = 3{,}2$ мм. По Падалка, 1937



Фиг. 72. Одинит. Франкенштейн, Оденвальд, Германия.

Призматические и игольчатые кристаллы зеленой или бурой роговой обманки, обычно сильно разложенной, в массе из разложенного основного плагиоклаза и различных продуктов разложения; $d = 2{,}0$ мм. По Розенбушу, 1923



Фиг. 73.

а. Исит. Исовский район, Урал.

Преобладающая бурая роговая обманка, основной плагиоклаз и акцессорный магнетит; $d = 3{,}0$ мм. По Дюпарку и Памфилу, 1910

б. Гареваит. Гора Гаревая, Тылайские горы, Урал.

Моноклинный пироксен, основной плагиоклаз, оливин и магнетит. Пироксен образует более крупные выделения с пластинчатыми включениями ильменита; $d = 3{,}0$ мм. По Дюпарку и Пирсу, 1904

пироксена, иногда гиперстена и магнетита. Микроструктура основной массы такая же, как у микрогаббро, а не офитовая, как у диабазовых порфиритов. Изредка, кроме указанных минералов, в небольшом количестве попадаются микропегматитовые срастания ортоклаза с кварцем. Эти сростки находятся в промежутках между индивидами плагиоклаза, которые в этом случае имеют вид более идиоморфных лейст, и структура приближается к структуре кварцевых диабазов.

Из лампрофиров роговообманково-плагиоклазовых (примыкающих к лампрофирам диоритового типа, но более близких к габбро по составу) упомянем одиниты, являющиеся более основными членами ряда вогезит — спессартит — одинит.

Одиниты (фиг. 72) в их типичном виде — мелкозернистые, иногда порфировидные, зеленовато-серые горные породы, из коротких лейст плагиоклаза и иголочек зеленой или бурой роговой обманки. Порфировые выделения, если они есть,— лабрадор и светло окрашенный авгит, реже роговая обманка. Авгит иногда уралитизирован, случайно попадается оливин, большей частью серпентинизированный. Порода часто сильно разложена То обстоятельство, что цветной минерал в ней представлен роговой обманкой, служит основанием к тому, что ее относят также к группе диоритовых лампрофировых пород, несмотря на более основной химический состав.

Еще более основными горными породами, почти уже бесполевошпатовыми, являются гареваиты Северного Урала (фиг. 73*б*), содержащие фенокристаллы диопсида в основной массе из оливина, пироксена, лабрадора, магнетита и др.

Иситы — Исовский район на Урале — представляют весьма меланократовую разновидность жильных роговообманково-плагиоклазовых горных пород, переходящих в бесполевошпатовые породы (горнблендиты) (фиг. 73*а*). Иситы состоят из бурой в шлифе роговой обманки, очень небольшого количества основного, близкого к анортиту, плагиоклаза, из магнетита и апатита. Структура панидиоморфнозернистая. Иситы образуют тонкие жилки в дуните. По вещественному составу они до известной степени отвечают тылаитам.

Говоря о жильных породах габбрового состава, надо упомянуть, наконец, о габбро-пегматитах. Это очень грубозернистые горные породы, залегающие в форме жил в габбро. В них пироксен почти всегда амфиболизирован, а плагиоклаз в большей или меньшей степени разложен. Такие жилы известны во многих габбровых массивах и, в частности на Урале.

Химический состав горных пород трапповой формации и жильных пород габбро-базальтовой группы

Ниже приведены химические анализы траппов, диабазов и лампрофиров габбро-базальтовой группы (табл. 15).

Цифры первых двух анализов, как легко видеть из сравнения их с цифрами анализов габбро, которые были уже приведены выше, очень близки к ним. В среднем составе диабаза, подсчитанном Дэли, повышенное отношение $a : c$, может быть, зависит от того, что сюда при подсчете вошло много анализов диабазов палеотипных с альбитизированным плагиоклазом, что повышает относительное содержание щелочей. В анализе карельского диабаза с микропегматитом более высокое отношение $a : c$ связано с присутствием калиевого полевого шпата. В общем анализы I—V показывают габбро-базальтовый тип породы.

Таблица 15

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO_2	48,58	52,51	50,48	50,42	49,88	46,69	46,29	42,84	37,80
TiO_2	1,23	1,07	1,45	2,25	1,19	0,91	1,21	—	1,27
Al_2O_3	15,88	15,38	15,34	13,35	18,55	17,63	17,16	3,60	12,90
Fe_2O_3	2,80	1,00	3,84	3,92	2,06	2,81	2,57	5,69	7,09
FeO	8,74	9,17	7,78	12,00	8,37	5,78	9,87	8,48	14,02
MnO	0,13	0,53	0,20	0,35	0,09	0,30	—	—	—
MgO	6,48	7,08	5,79	3,99	5,77	6,75	7,79	24,60	7,12
CaO	9,98	10,60	8,94	7,99	9,70	9,32	12,04	11,41	15,02
Na_2O	2,10	1,52	3,07	2,77	2,59	4,91	2,21	0,61	1,85
K_2O	1,02	0,87	0,97	1,35	0,68	1,49	0,16	0,42	0,95
H_2O	1,98	—	1,89	1,04	1,04	1,97	0,51	1,80	2,46
P_2O_5	0,10	0,27	0,25	0,15	0,16	0,97	—	—	—

I — сибирский трапп (среднее) (Куплетский, 1947)
II — долериты Карру (среднее) (Уокер и Польдерварт, 1950 — русский перевод)
III — диабаз (среднее) (Дэли, 1933)
IV — диабаз с микропегматитом; с. Щелейка; Карелия (Струве, 1940)
V — оливиновое габбро; Пижон-Пойнт (В. Байли, 1893)
VI — одинит (Зандкюлер, 1916)
VII — микрогаббро (беербахит) (Трёгер, 1935)
VIII — гаревант (Дюпарк и Пирс, 1904)
IX — исит (Дюпарк и Памфил, 1910)

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	6,4	7,8	27,2	58,6	40	42	18	75
II —	5,6	7,5	27,3	59,6	37	44	19	83
III —	8,3	6,2	25,9	59,6	42,5	38,8	18,7	81,7
IV —	8,2	4,9	27,0	59,9	56	25	19	76
V —	7,0	5,9	26,7	60,4	38	38	24	86
VI —	13,3	5,4	26,3	55,0	32,0	44,7	23,3	83,2
VII —	5,1	9,2	31,1	54,6	37,8	43,6	18,6	94,6
VIII —	1,6	1,2	56,4	40,8	19,2	62,3	18,5	71,4
IX —	5,5	5,9	44,2	44,4	52,4	26,2	21,4	77,8

Анализ одинита сильно отличается, как это особенно видно в его числовой характеристике. Именно здесь резко увеличивается параметр *a*. Эта черта свойственна лампрофировым горным породам, как об этом мы будем говорить подробно в дальнейшем. Такие горные породы в отношении химического состава приближаются уже не к габбро, а к щелочным габброидным породам. Мы видели, что в габбро $c = a$ и 3 $a = b$. В одините 2 $a = b$, т. е. относительное количество щелочей в салической части еще больше, чем у диоритов.

Наконец, два последних анализа (гаревант и исит) приближаются к анализам тылаитов, связывающих габбро с бесполевошпатовыми изверженными породами.

БАЗАЛЬТЫ — БАЗАЛЬТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ (И АФИРИТЫ). МЕЛАФИРЫ; ДОЛЕРИТЫ И ЭФФУЗИВНЫЕ ДИАБАЗЫ; СПИЛИТЫ

Базальты в широком смысле этого слова представляют эффузивные породы группы габбро — базальта, отвечая по составу смеси, состоящей примерно поровну из плагиоклаза (лабрадора или лабрадорбитовнита) и железисто-магнезиальных минералов, главным образом авгита. Значительна примесь рудных минералов. Оливин является частой, но не обязательной составной частью базальта.

Название «базальт» дошло до нас с древних времен. Этим именем обозначали раньше все темные, почти черные и тяжелые изверженные горные породы, однородные и плотные. Оно употреблялось еще в классической древности. Плиний Старший (ок. 60 г. н. э.) упоминал об абиссинских (эфиопских) базальтах, «темных и прочных, как железо».

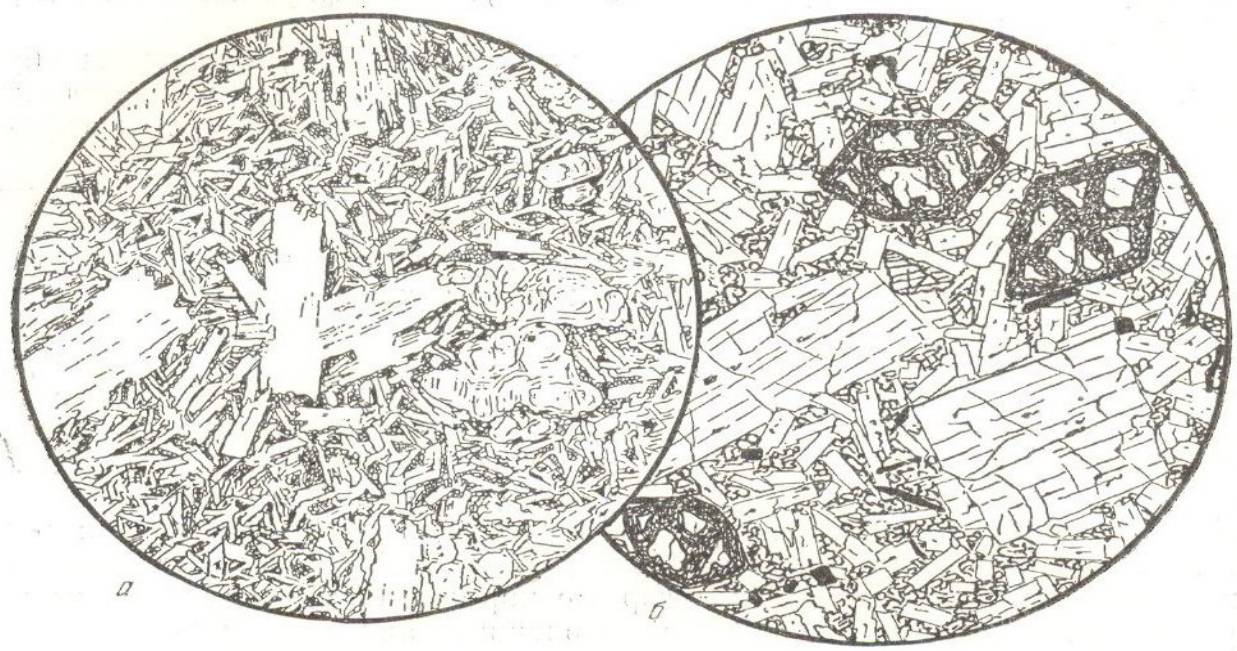
Эти горные породы некогда рассматривались как особый минеральный вид. В 1815 г. Кордье в порошке базальта нашел те же составные минеральные части, которые слагают зернистые горные породы, названные Гаюи (1822) долеритами. С введением в петрографии микроскопа стало ясно, что долериты и базальты различаются лишь по структуре. Позднее Леонгардом (1832) промежуточные по структуре типы были выделены под названием анамезитов. С базальтами раньше объединялись и щелочные базальтоидные породы. Их выделение в особую группу стало возможным с началом микроскопических исследований и было проведено в классификации Циркеля. Базальты и долериты представляют собой горные породы кайнотипные и встречающиеся главным образом среди новейших вулканических образований. Палеозойские и палеотипные горные породы, соответствующие базальтам и долеритам, стали называть диабазами, причем соответственно различали диабазы афанитовые и зернистые.

Среди базальтов встречаются часто порфировые типы с фенокристаллами авгита, оливина и основного плагиоклаза. Соответственные палеотипные безоливиновые представители этой группы горных пород получили название порфиритов, а в случае присутствия среди фенокристаллов оливина (часто разложенного) — м е л а ф и р о в (фиг. 74). Термин «мелафир» прочен и имеет свою довольно сложную историю. В то время, когда придавалось значение возрасту изверженных горных пород, предлагалось выделять мелафиры как группу, промежуточную между диабазами и базальтами и обнимающую горные породы мезозойские и верхнепалеозойские. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1913) выделял мелафиры по химическому составу, но для этого нет достаточно веских оснований петрографических (минеральный состав и структура). Ввиду неопределенности термина «мелафир», его лучше отбросить, как это и предлагала английская петрографическая номенклатурная комиссия (1920 г.), или употреблять только как полевое название порфиритов, имеющих буроватую, а не зеленоватую окраску и фенокристаллы цветного минерала наряду с выделениями плагиоклаза или без них.

Давно еще существовало старинное шведское название «т р а п п», обнимавшее базальты, долериты, мелафиры, порфириты, диабазы и даже более кислые породы. Вейншенк (1906) предлагал, используя это название, употреблять термин «трапп» для обозначения свежих горных пород (кайнотипных), представляющих кайнозойские базальты и не обладающих порфировой структурой. Порфировые горные породы этого состава он предлагал называть «мелафиры». Мы уже видели, что интрузивные долериты в нескладчатых областях, принадлежащие к траповой

формации, сохраняют свою свежесть, и в этом отношении были основания для употребления термина «траппа» в смысле, который предлагал Вейншенк, но в настоящее время этот термин получил более геологический смысл, для обозначения определенной геологической формации изверженных горных пород.

У Вейншенка траппы объединяют долериты и часть базальтов. Собственно базальтами он называет лишь молодые порфировые базальты и



Фиг. 74.

а. Мелафир. Шварценбах, Рейн, Германия.

В фенокристаллах плагиоклаза и псевдоморфозы серпентина по оливину. Основная масса также сильно разложена; $d = 4{,}2$ мм. По Розенбушу, 1923

б. Мелафир (навит). Гейстербах, р. Наэ, Рейнская обл.

В фенокристаллах плагиоклаз и разложенный в иддингсит оливин. Разложенная основная масса $d = 3{,}0$ мм. По Рейнишу, 1920

при этом более основные, которым он приписывал лампрофировый характер, т. е. относительно богатые оливином и содержащие его в виде фенокристаллов. Такие базальты (в смысле Вейншенка) примыкают и иногда геологически связаны со щелочными базальтоидными породами.

Как видим, разные термины не одинаково употреблялись разными авторами. Мы уже рассматривали в вводной части (см. стр. 93) термины «порфирит» и «порфир» как общие названия для палеотипных горных пород с порфировой структурой, и там были предложены названия «базальтовый порфирит», «андезитовый порфирит» и т. д. для обозначения соответственно измененных палеотипных базальтов с порфировой структурой и андезитов. Термин «базальтовый порфирит» несколько непривычен, но он логически построен и удобен для обозначения палеотипных порфировых базальтов.

Во всяком случае базальты и долериты, базальтовые порфириты, базальтовые афириты и эффузивные диабазы являются все эффузивными эквивалентами габбро. Главными составными частями в них служат авгит и основной плагиоклаз, нередко при некотором преобладании первого или же в почти равном количестве. Эти минералы всегда сопровождаются относительно обильным магнетитом или ильменитом и часто оливином.

Породы рассматриваемой группы то обладают афировой структурой и состоят из мелкокристаллической или плотной афанитовой массы, то среди такой массы имеется выделение фенокристаллов авгита, оливина и основного плагиоклаза (одновременно или порознь). Изредка в фенокристаллах вместе с ними встречаются ромбический пироксен и базальтическая роговая обманка. В порфировых типах, в зависимости от того, какой минерал преобладает в выделениях, можно различать хризофировые (преобладают фенокристаллы оливина), авгитофировые и плагиофировые базальты.

Отчасти несколько более меланократовый характер, а главным образом, особенности микроструктуры отличают зернистые разновидности рассматриваемых горных пород от мелкозернистых габбро, порфировые — от авгитовых андезитов и андезитовых порфиритов.

В то время, когда возраст изверженных горных пород считался одним из оснований их систематики, базальтами и долеритами вообще называли третичные и современные породы этой группы, а мелафирами и диабазами — древние палеозойские породы; но с тех пор, когда стали выделять, как уже говорилось, палеотипные породы и кайнотипные не по возрасту, а по степени и характеру разложения, пришлось пересмотреть номенклатуру. Относя к базальтам и долеритам свежие черные или темно-серые породы, необходимо было выбрать подходящее название для пород измененных. Исходя из преобладания изменений диагенетического или метаморфического типа, М. А. Усов (1929 и 1935) мелафирами называл разновидности, проникнутые вторичными окислами железа и потому обладающие темно-бурой или темно-красной окраской, а диабазами и диабазовыми порфиритами — горные породы, богатые вторичным хлоритом и обладающие зеленоватой окраской. Такая схема не всегда выдерживается в природе, но она удобна для полевого обозначения этих горных пород.

Плагиоклаз базальтов — лабрадор или битовнит. В фенокристаллах он часто более основной, чем в основной массе, но разница здесь гораздо меньше, чем это бывает в андезитах. Форма фенокристаллов таблитчатая, в основной массе — лейсты или призмочки. Зональное строение в фенокристаллах также слабее выражено по сравнению с выделениями плагиоклаза в андезитах; заметна иногда зональность и в микролитах. Двойники обычно отчетливые; обычно для порфировых пород зональные включения во вкрапленниках.

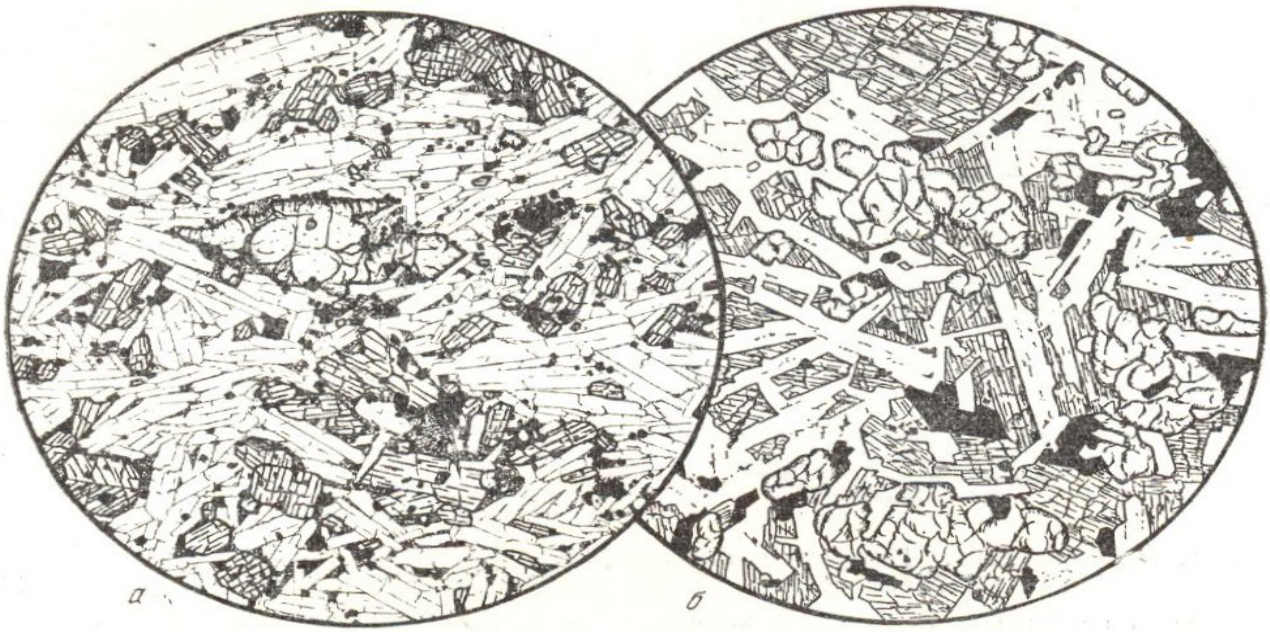
Авгит (клинопироксен) в базальтах буроватый или зеленоватый, иногда с фиолетовым оттенком. Наряду с авгитом, особенно в основной массе, встречается моноклинный пироксен с малым углом оптических осей, более бедный известью (пижонит). В фенокристаллах авгит в виде хорошо образованных коротких призм, но нередко, встречаясь в гломеропорфировых сростках вместе с плагиоклазом, он образует с ним офитовое срастание. Плеохроизм почти незаметный, зональное строение и двойники по (100) не составляют редкости. Зональность различается как по окраске, так и по углу погасания.

Оливин, когда он присутствует, особенно охотно образует фенокристаллы, редко он встречается в основной массе. Есть базальты с одними только кристаллами оливина. Минерал этот легко разлагается с образованием иддингсита или серпентина, а также с выделением магнетита.

Ромбический пироксен в базальтах сравнительно редок. Он обыкновенно относится к гиперстену, реже к бронзиту или энстатиту. Гиперстен часто с коррозионными каймами или опацитовыми, или из авгита и даже оливина.

Базальтическая роговая обманка — редкий минерал, встречающийся в виде кристаллов с опацитовыми коррозионными каймами; иногда они окружены венчиками зернышек пироксена. Биотит еще более редкий минерал в базальтах.

Магнетит, титаномагнетит или ильменит — постоянная примесь в базальтах в кристалликах, скелетных формах и в сидеронитовых выделениях (в некоторых долеритах). Апатит в обычных иголочках, иногда в более крупных зернах.



Фиг. 75.

а. Долерит. Лёвенбург, Зибенгебирге, Германия.

Оливин, авгит, основной плагиоклаз и магнетит. Долеритовая структура. Заметная трахитоидная текстура; $d = 3{,}7$ мм

б. Долерит. Рейкьявик, Исландия.

Авгит, основной плагиоклаз, оливин — в более идиоморфных зернах, чем авгит, магнетит. Офитовая структура; $d = 3{,}3$ мм. По Рейнишу, 1920

Кварц встречается только в некоторых редких типах, как безоливиновых, так и оливиновых. В так называемых кварцевых базальтах он наблюдается в виде порфировидных округлых зерен, представляющих собой оплавленные дипирамидальные кристаллы; часто его обрастает венчик авгитовых зернышек. В некоторых японских базальтах в основной массе замечен кристобалит.

Интересной примесью некоторых базальтов является самородное железо в ксеноморфных зернах среди основной массы.

Структура основной массы базальта долеритовая и микродолеритовая, иногда диабазовая в долеритах. Далее очень распространены структуры интерсертальная, гиалоофитовая, пилотакситовая, гиалопилитовая, обычно с более грубыми микролитами, чем в андезитах, другие формы полустекловатых структур и, наконец, стекловатая.

Свежее, не подвергшееся окислению стекло в базальтах прозрачное и буроватое, но, окисляясь под действием воздуха и, может быть, водяных паров, оно становится непрозрачным, черным. Базальтовое стекло

легко разлагается и замещается хлоритовым веществом и другими, обычно неразличимыми продуктами разложения. Когда, говоря о палеотипных представителях базальта, указывают на гемикристаллические и гиалопорфировые типы микроструктуры, то имеют в виду общий облик микроструктуры, в которой от стекла остались только продукты его разложения.



Фиг. 76. Анамезит. Витимское плоскогорье, Забайкалье.

Оливин в порфировых вкрапленниках, не резко выделяющихся из основной массы, состоящей из плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Структура основной массы — микродолеритовая; $d = 2{,}0$ мм. По Половинкиной и пр., 1948

Классификация разных видов базальта и соответствующих палеотипных горных пород легче всего может быть основана на структуре. Мы упомянем такие типы:

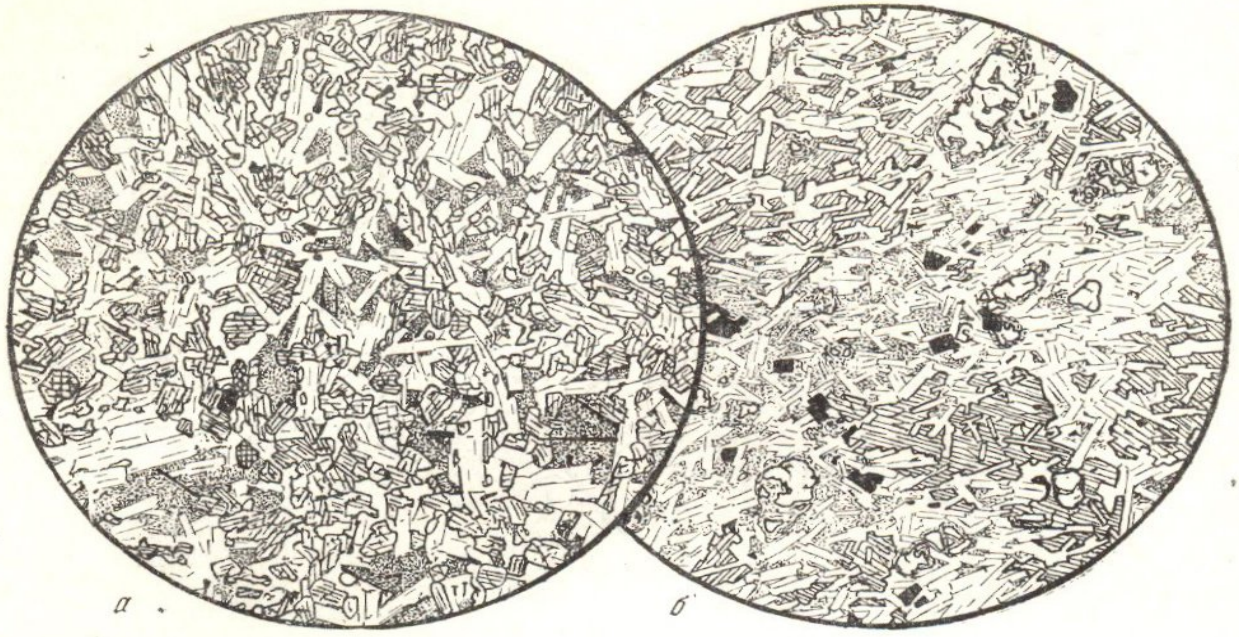
1. Долериты (фиг. 75) большей частью состоят только из явно кристаллической мелкозернистой и среднезернистой, иногда даже довольно крупнозернистой массы, обладающей в большинстве случаев, что видно под микроскопом, полнокристаллической структурой, долеритовой или офитовой; реже среди такой массы заключены порфировые выделения тех же минералов, как в базальтах и анамезитах.

2. Анамезитами (фиг. 76) называют базальты, у которых основная масса макроскопически представляется хотя и афанитовой, но с заметно очень тонкозернистым строением. Под микроскопом микроструктура ее полнокристаллическая долеритовая или офитовая, но более тонкая, чем в долеритах.

Анамезиты рассматривают как промежуточные по структуре типы между долеритами и собственно базальтами.

3. Базальты (фиг. 77, 78, 79) в тесном смысле слова целиком состоят из макроскопически афанитовой массы, или содержат в такой массе порфировые выделения указанных выше минералов, т. е. авгита одного или вместе с одним или несколькими из таких минералов: оливин, плагиоклаз, реже гиперстен и еще реже базальтическая роговая обманка. Авгит фенокристаллов образует хорошие идиоморфные короткие призмы, в шлифе большей частью слегка окрашенные (в отличие от обыкновенно бесцветного оливина). Довольно часто встречается зональная структура или структура песочных часов.

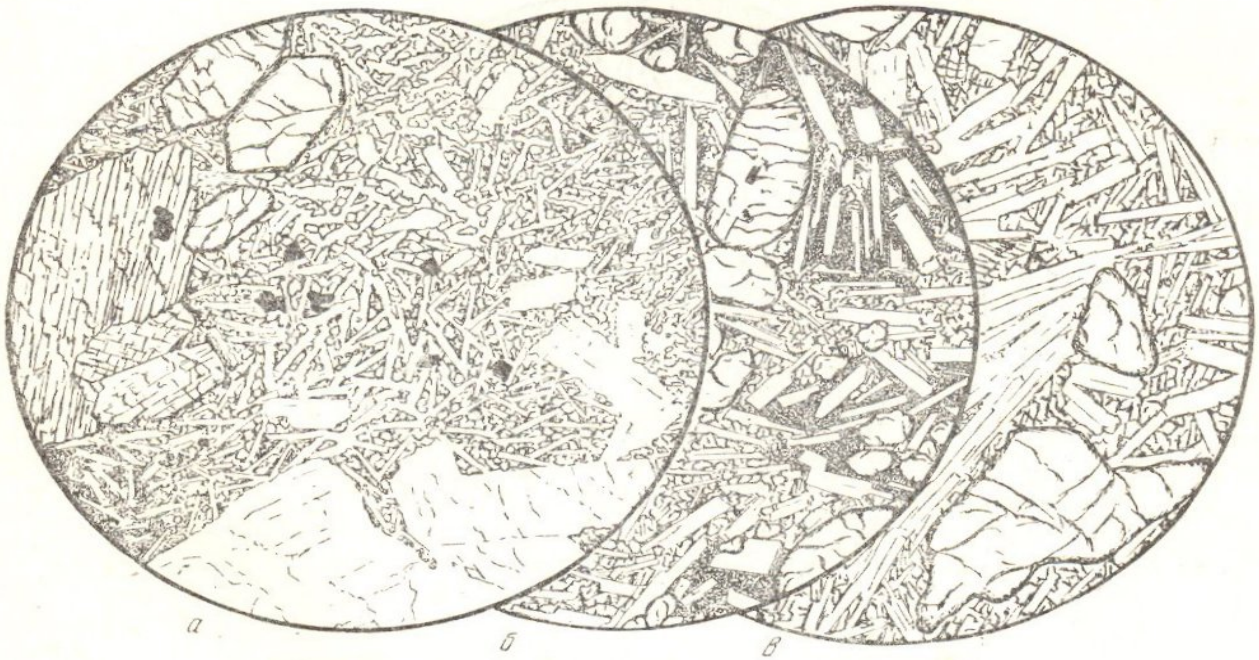
Микроструктура основной массы чаще всего интерсертальная (фиг. 77*а*), реже офитовая или скорее микропойкилоофитовая (фиг. 77*б*). Довольно часто встречается также микродолеритовая структура, в некотором смысле промежуточная между указанными двумя типами. Меньше распространены менее раскристаллизованные типы с гиалопилитовой и гиалоофитовой структурой и, наконец, в так называемых гиалобазальтах (фиг. 80*а*) основная масса состоит только из буроватого или



Фиг. 77. Базальты Сибири.

а. Витимское плоскогорье, Забайкалье. Пироксен, основной плагиоклаз, стекло и рудный минерал. Интерсертальная (базальтовая) структура; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948

б. Вилюйский район. Якутия. Микропойкилоофитовая структура. Пироксен с пойкилитовыми включениями плагиоклаза находится в массе из плагиоклаза и стекла. Отдельные зерна частично разложенного оливина и рудный минерал; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948

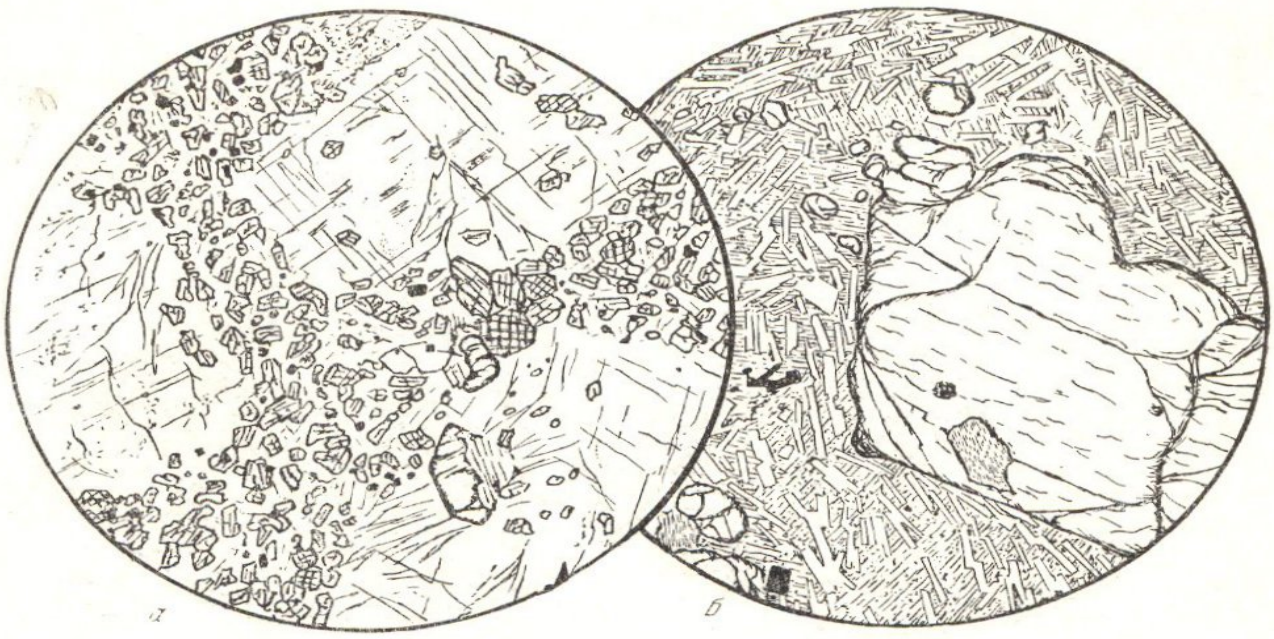


Фиг. 78. Оливиновые базальты Америки

а. Сиерра-Невада. Калифорния. Ясно порфировая разновидность. В фенокристаллах плагиоклаз (внизу), пироксен (слева) и оливин (вверху). Основная масса полнокристаллическая; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935

б. Рио-Пуэрко, Нью-Мексико, США. Плагиоклаз, пироксен, стекло (более темное), в выделениях — оливин; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935

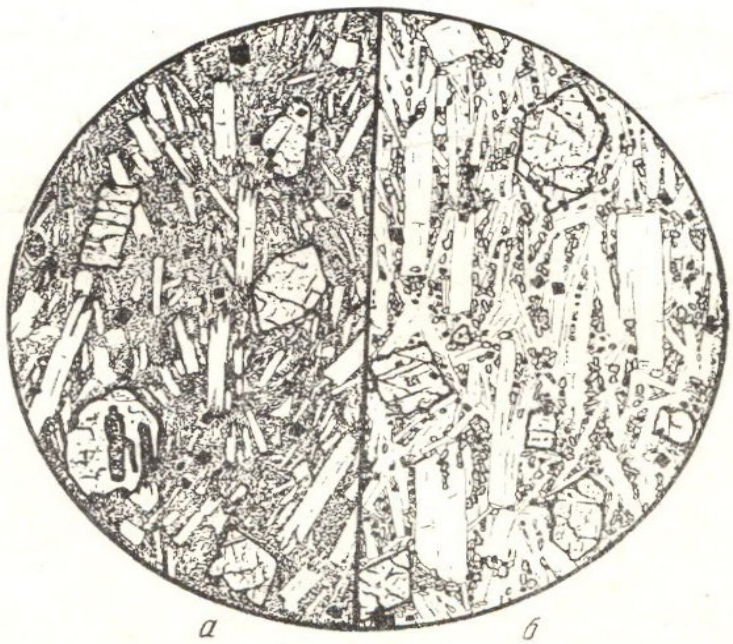
в. Флагштафф, Аризона, США. Полнокристаллическая разновидность из плагиоклаза, пироксена и оливина; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935



Фиг. 79. Оливиновые базальты. Остров Скай, Шотландия.

а. Глен-Бритл; порфировый тип с выделениями плагиоклаза и идиоморфным авгитом в основной массе; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935

б. Талискер; тип, богатый авгитом с микропойкилоофитовой структурой основной массы. Крупный фенокристалл оливина; $d = 3{,}6$ мм. По Харкеру, 1935

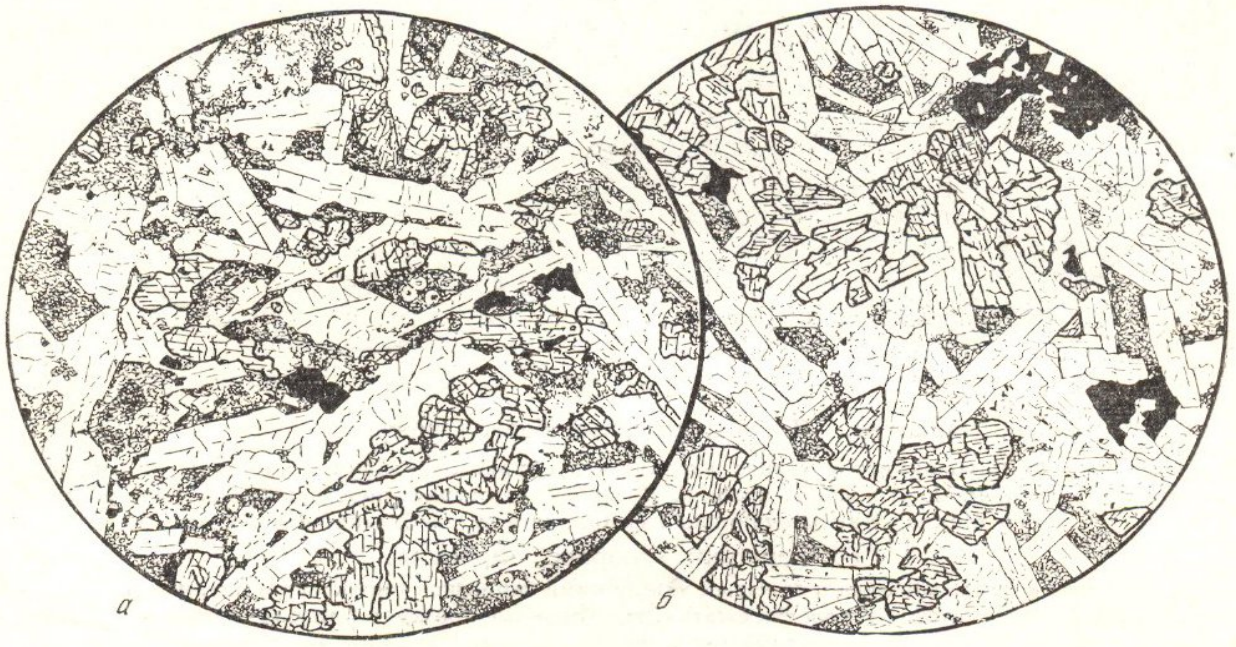


Фиг. 80. Оливиновые базальты. Овернь, Франция.

а. Гиалобазальт. Мелкие фенокристаллы оливина и плагиоклаза. В основной массе частично разложенное стекло. Немного магнетита; $d =$ около 3—3,5 мм. По Хачу и др., 1949

б. Полнокристаллическая разновидность с пилотакситовой структурой основной массы, состоящей из плагиоклаза, пироксена и магнетита. В порфировых выделениях оливин и плагиоклаз; $d =$ около 3—3,5 мм. По Хачу и др., 1949

зеленоватого стекла или из стекла с редкими микролитами плагиоклаза, авгита и магнетита. Нередки также и директивные типы микроструктуры: пилотакситовая (фиг. 80*б*) и реже флюидально-гиалопилитовая. Пористая и пузыристая текстуры довольно распространены, особенно в разновидностях, содержащих стекло; миндалекаменная текстура встречается не так часто, но в очень типичном виде. Форма пор в базальтах часто очень правильная, округлая или во всяком случае с округлыми

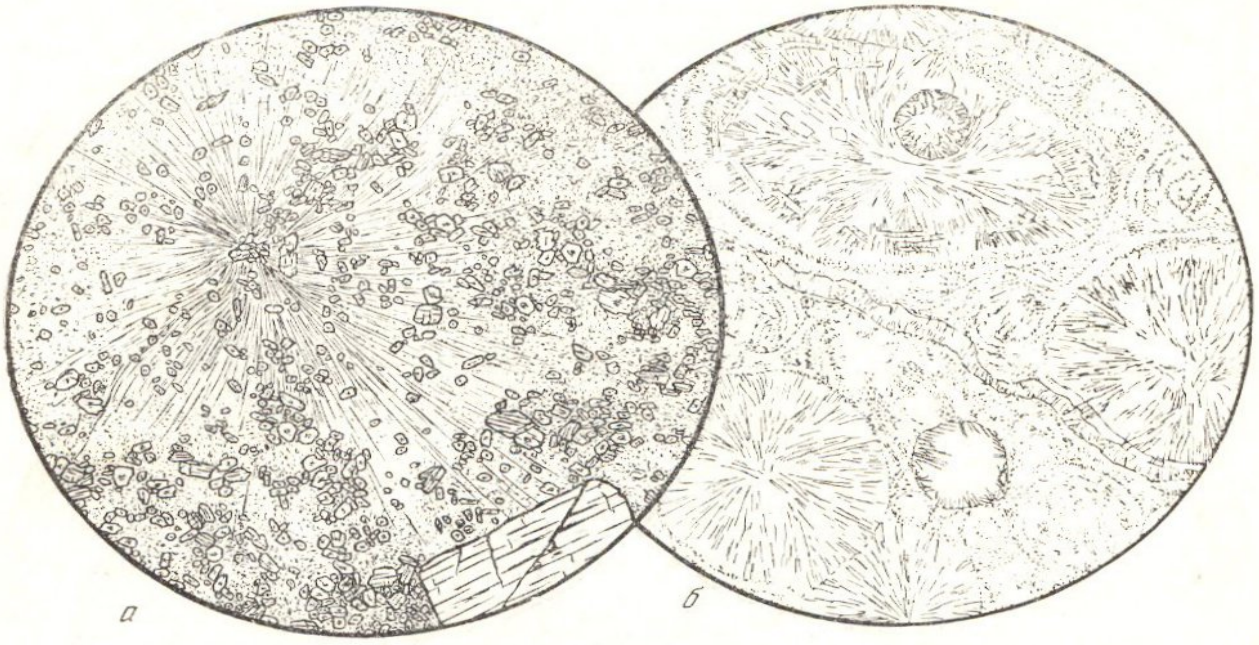


Фиг. 81. Диабазы. Блява, Южный Урал.

а. Наименее измененная разновидность. Плагиоклаз (лабрадор), авгит, магнетит и хлоритовый мезостазис. Типичная гранулито-офитовая структура; $d = 4.3$ мм.
б. Альбитизированная разновидность. Помутневший альбит, моноклинный пироксен, магнетит и хлоритовый мезостазис. Офитовая структура; $d = 4{,}0$ мм. Оба рисунка по В. А. Заварицкому, 1946

стенками. Иногда поры вытянуты или даже трубчатые. В некоторых случаях поры бывают очень крупными, превращаясь в значительные пустоты и полости. Базальтовые породы с характерной для них миндалекаменной структурой, с порами, заполненными вторичными минералами, называются базальтовыми амигдалоидами.

4. Диабазы (фиг. 81) полнокристаллические средне- и мелкозернистые, реже (так называемые диабазовые афаниты) тонкозернистые или макроскопически совсем плотные, темные, серовато-зеленые горные породы, обладающие офитовой, долеритовой, микроофитовой и микродолеритовой, переходящей даже в интерсертальную, микроструктурой. Они представляют в сущности палеотипные аналоги долеритов и анамезитов, частью афировых базальтов, в которых первичные минералы в большей или меньшей степени подверглись разложению. Авгит замещается хлоритом, иногда уралитом, в связи с этим наблюдается обильное выделение вторичного кальцита. Очень часто встречается декальцификация плагиоклаза, который оказывается тогда не лабрадором или еще более известковистым плагиоклазом, а андезином, олигоклазом и даже альбитом. Это изменение плагиоклаза сопровождается иногда выделением других вторичных минералов. Нужно заметить, однако, что



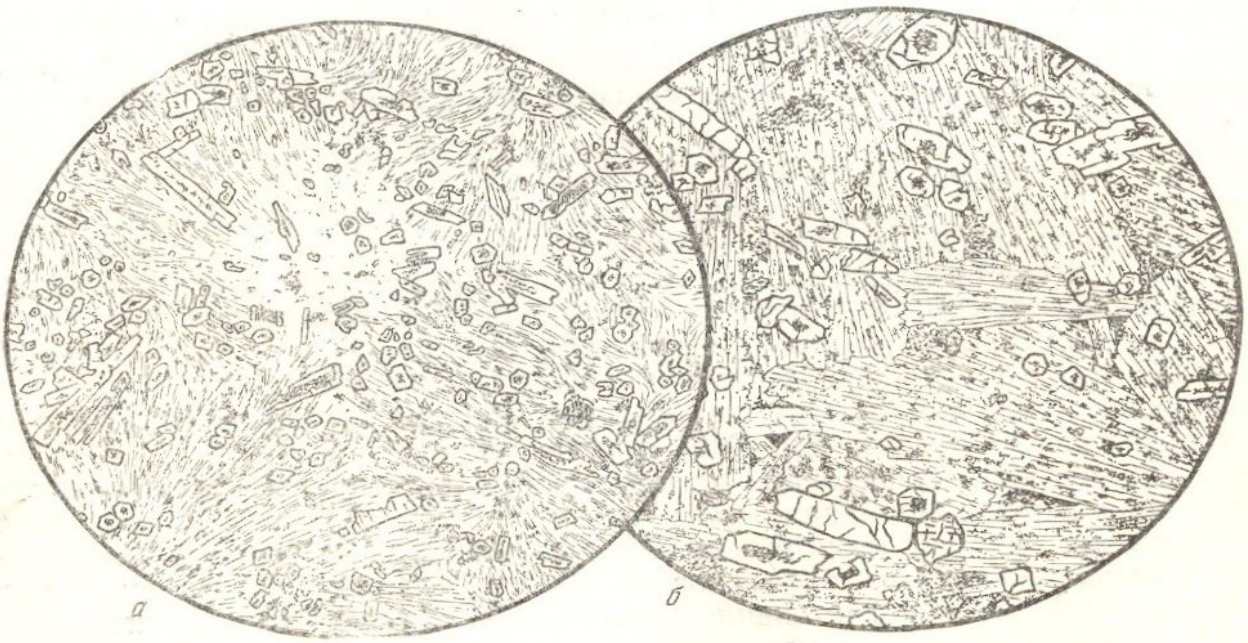
Фиг. 82.

а. Вариолит. Ялгуба, северный берег Онежского озера.

Типичная радиально-волокнистая (вариолитовая) структура. Зернышки моноклинного пироксена располагаются независимо от волокон альбита. В центре зернышек пироксена включения разложенного стекла. Внизу единичный фенокристалл пироксена; $d = 3{,}1$ мм

б. Вариолит. Дюранс, Франция.

Вариоли из волокон плагиоклаза и зажатых между ними зернышек пироксена и актинолита. У края вариолей «псевдокристаллы» — полости сжатия, выполненные при кристаллизации. Вокруг вариолей хлоритовая оболочка. Между вариолями разложенное стекло. Округлые миндалины и секущие породу жилки актинолита и эпидота. По Половинкиной и др., 1948



Фиг. 83. Вариолит (вариолитовый афанит). Блява, Южный Урал.

а. Общий вид микроструктуры. Резко очерченные вариоли отсутствуют; $d = 2{,}5$ мм

б. Деталь микроструктуры. Видно расположение зернышек пироксена, независимо от расположения волокон альбита. В центре зернышек хлоритовый агрегат («стекло»); $d = 0{,}9$ мм. Оба рисунка по В. А. Заварицкому, 1946

термин «диабаз» применяется иногда и к совершенно свежим палеозойским породам, вполне тождественным долеритам.

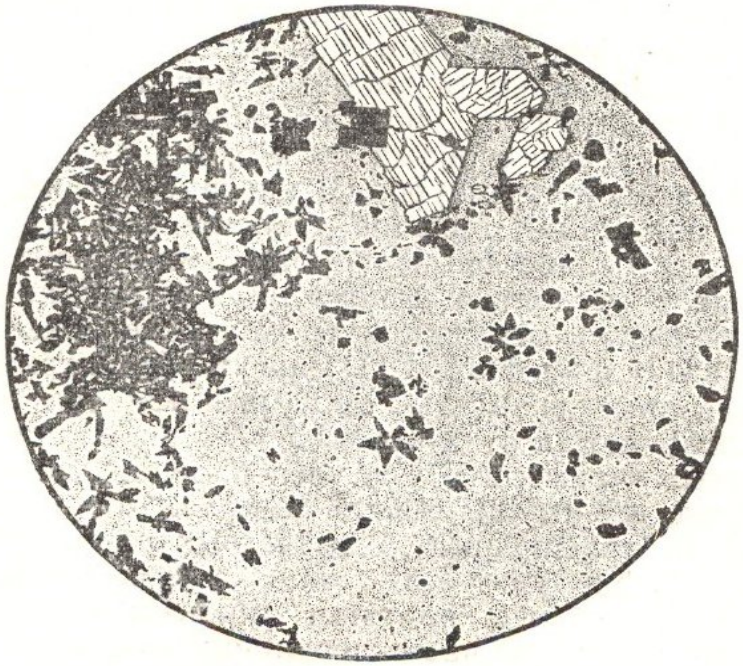
5. Толеиты — разновидность диабазов или долеритов, отвечающая последним породам по структуре, но с содержанием стекла в виде обособленных участков. Другими словами, их можно определить как диабазы или долериты с толеитовой структурой. В английской литературе нередко, вместо указанного понимания термина «толеит» как структурной разновидности базальтовых (диабазовых) пород, толеиты противопоставляют как химический тип с несколько пониженным содержанием кремнезема типу кринанита (см. ниже), относящемуся уже к щелочным базальтам.

6. Диабазовые порфириты могут рассматриваться как порфировые плагиоклазовые базальты, подвергшиеся тем же изменениям, какими диабазы отличаются от долеритов. Лучше, однако, термин «диабазовые порфириты» применять для обозначения порфировой фации диабазов, как пород, преимущественно залегающих в виде жил, а для заведомо излившихся палеотипных базальтовых пород применять название «базальтовые порфириты». Они нередко отличаются от жильных диабазовых порфиритов более плотным макроскопически афанитовым сложением основной массы, но часто неотличимы от них.

7. Вариолиты (фиг. 82, 83) представляют собой палеотипные базальты со сферолитовой (вариолитовой) структурой. Это афанитовые зеленые или зеленовато-серые породы с более или менее обильными беловатыми, зеленовато-белыми, иногда с фиолетовым оттенком шариками, так называемыми вариолями, представляющими, как мы знаем, сферолитовые сростки полевошпатовых волокон, между которыми или среди которых располагаются мелкие зернышки авгита, рудного минерала и продуктов разложения. Под микроскопом зеленая основная масса — тонкозернистый хлоритово-полевошпатовый агрегат с другими вторичными минералами (эпидотом) и иногда с редкими микролитами авгита и рудных минералов. Главная масса является продуктом изменения вторичного стекла. Вариолиты особенно часто находятся в связи со спилитовой серией горных пород, о которых будет сказано ниже.

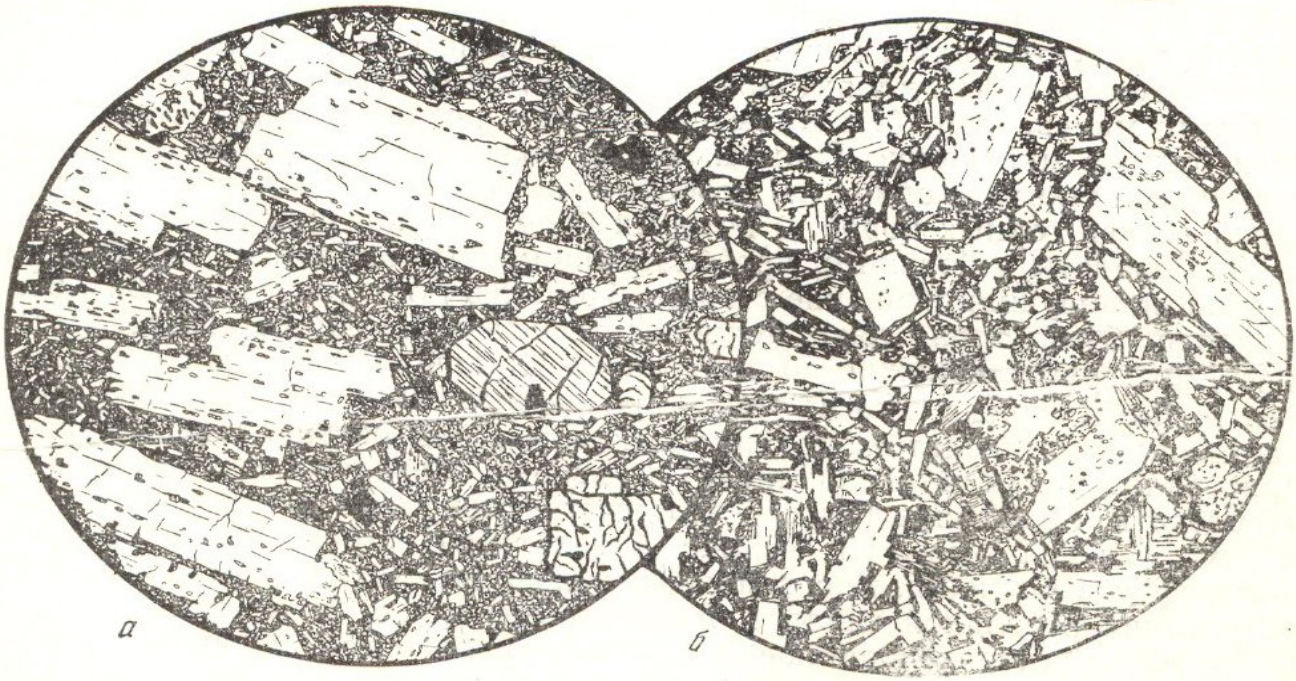
8. Базальты с большим, преобладающим количеством стекла в основной массе получили название гиалобазальтов (см. выше, фиг. 80*а*). Наконец, базальтовая лава может застывать в сплошное стекло. Различают, во-первых, похожие по виду на обсидианы зеленые или более темные бурые и черные и тогда менее прозрачные тахилиты (фиг. 84), легко растворимые в кислотах; под микроскопом в них обычно видны разные кристаллиты, как в обсидианах. Во-вторых, базальтовое стекло представлено в гиаломелане — это черное стекло, не растворимое в кислотах. Сидеромелан — тоже базальтовое стекло из палагонитовых туфов в Сицилии. Это темное, зеленоватое стекло, растворимое при нагревании в соляной кислоте. Базальтовые стекла легко превращаются в аморфное хлоритоподобное вещество — палагонит. К числу древних базальтовых стекловатых пород относится сордавалит — это девитрифицированное стекло с кристаллитами и микролитами. Оно образует тонкие жилки или краевые части диабазовых жил, пересекающих древние породы в Сердоболе (Левинсон-Лессинг, 1888). Вихтизит — такая же порода из селения Вихтиз (Финляндия).

Помимо указанного подразделения группы базальтов по структуре и палеотипному или кайнотипному облику, базальты различают также по составу и прежде всего по относительному количеству плагиоклаза и цветных минералов; кроме того, существенное значение имеет состав плагиоклаза. На этих основаниях были выделены такие типы.



Фиг. 84. Тахилит, Ульрихштейн, Германия.

Бурое в шлифе вулканическое стекло с кристаллитами (скелетными формами пироксена), образующими часто скопления (слева). Единичные порфировые выделения авгита и зерна магнетита; $d = 3{,}0$ мм



Фиг. 85.

а. Плагиобазальт. Вулкан Этна.

Лава извержения 1660 г. В фенокристаллах основной плагиоклаз, авгит и оливин. Зерна магнетита. Основная масса из авгита, плагиоклаза и стекла с интерсертальной структурой; $d = 5{,}3$ мм

б. Плагиобазальт. Район к юго-востоку от Ключевской сопки, Камчатка.

Обильные, но мелкие вкрапленники основного плагиоклаза в гипокристаллической или стекловатой основной массе, обогащенной рудным минералом (магнетитом и гематитом); $d = 2{,}0$ мм.

По А. Н. Заварицкому, 1935.

Базальты, особенно богатые цветными минералами, Джохенсен (1937) называет общим именем мелабазальтов. К этой группе относится ряд разновидностей. Океанит представляет собой базальт, обогащенный оливиновыми выделениями, в котором количество вкрапленников оливина доходит почти до 40% массы породы и почти столько же в ней руды. Океанит был описан с острова Реюньон (Лакруа, 1923_1). Палеотипные аналоги его известны под именем пикрит-порфиритов. Очень интересный редкий тип базальтовой породы, ненормально обогащенной магнетитом, представляет арапахит (Вашингтон и Ларсен, 1913), содержащий более 50% магнетита. Необычно богат пироксеном анкарамит (Лакруа, 1916_1), содержащий до 50% титанистого авгита и 15—20% оливина. Сёдберит (Колеман, 1914) является авгитсодержащим гиперстеновым меланобазальтом.

Наоборот, встречаются некоторые базальты, относительно более бедные цветным минералом, чем нормальный тип. Они могут быть названы лейкобазальтами или плагиобазальтами (фиг. 85). Такие горные породы были встречены среди лав Камчатки (А. Н. Заварицкий, 1935_1). Об их принадлежности к базальтам можно судить по очень основному характеру плагиоклазов (битовнит). Богатство анортитовым компонентом — одна из характерных черт лав вулканов восточноазиатских вулканических дуг. Уже давно указывались анортитовые базальты известного японского вулкана Фузияма (Вада, 1882).

По характеру цветного минерала выделяются гиперстеновые базальты, содержащие гиперстен вместо авгита или вместе с ним. Кроме упомянутого сёдберита, к числу гиперстеновых базальтов относится альборанит с острова Альборан, Испания (Бекке, 1899), о котором спорили как о типе, промежуточном между базальтом и андезитами. Интересен базальт с о-ва Миякешима (Бонинские острова), очень богатый марганцем (MnO — 1,45%), с фенокристаллами битовнита и авгита. Гиперстен и биотит в основной массе присутствуют в нем как случайные вместе с разложенным цветным минералом, который считают за разложенный марганцовистый пироксен. Мы уже упоминали о роговообманковом базальте и о кварцевых базальтах.

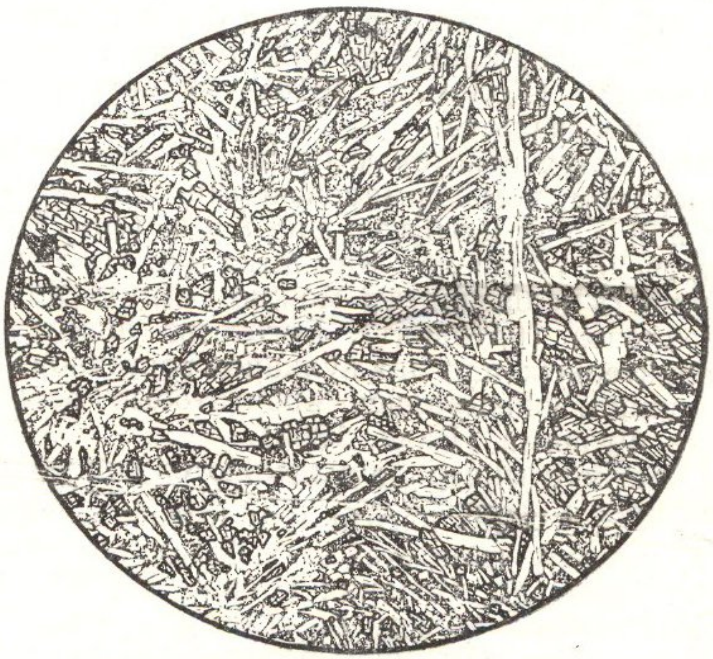
Заслуживает внимания нахождение в некоторых базальтах самородного железа, а также графита. Присутствие самородного железа было обнаружено почти 100 лет тому назад в базальтах Ирландии, затем в Саксонии и Чехии и у нас на Волыни к северу от Ровно, где такую породу подробно описал А. П. Карпинский (1873). Также известность приобрели гренландские базальты с железом с о-ва Диско, где была найдена знаменитая глыба самородного железа Норденшильдом (1872), который считал, что железо попало в базальт из метеоритного дождя во время извержения. Позднейшие исследователи, однако, считают, что это железо земного происхождения и связано с самим базальтом. Железо в базальте (анамезите), описанном А. П. Карпинским, встречалось в очень мелких зернышках (до 0,2 мм) в количестве немного больше 0,6%.

Особое место среди палеотипных базальтовых горных пород занимают спилиты (фиг. 86).

Розенбуш (1887) и другие авторы определяли прежде спилиты как зеленовато-серые породы, большей частью с обильными миндалинами хлорита (делессита) или кальцита, реже кварца, халцедона, эпидота, актинолита, состоящие из разложенного стекла с микролитами плагиоклаза, авгита, магнетита и иногда оливина; с этой точки зрения они могут считаться разновидностью диабазовых, главным образом афировых

порфиритов (афиритов). Структура в них микролитового типа, чаще всего пилотакситовая и интерсертальная.

Давно было замечено, что спилиты распространены особенно в виде древних подводных излияний. Иногда они представлены в виде типичных подушечных или шаровых лав — пиллоу-лав. Плагиоклаз спилитов всегда кислый, близкий к альбиту, чем они отличаются минералогически от других диабазовых пород. Это было объяснено (Дьюи и Флетт, 1911) эпимагматической альбитизацией в условиях подводного извержения на дне моря. Цветной минерал и стекло обыкновенно замещены хлоритом.



Фиг. 86. Спилит. Блява, Южный Урал.

Исключительно удлиненные лейсты альбита, зернышки хорошо сохранившегося авгита и хлоритовый мезостазис («стекло»); $d = 4{,}0$ мм. По В. А. Заварицкому, 1946

Спилиты представляют очень характерную геологическую группу.

Кроме таких признаков, как шаровая текстура лав (пиллоу-лавы), которая очень редко встречается у других пород, подводное излияние спилитов подтверждается их тесной ассоциацией с кремнистыми радиоляриевыми осадочными породами. Своеобразный минеральный состав, именно альбитизацию плагиоклаза, как только что сказано, некоторые авторы также объясняют как следствие подводного излияния, но высказывалось также мнение, что это свойство самой магмы, обогащавшейся натровыми соединениями до ее извержения.

Несомненно, что альбит спилитов не кристаллизовался из расплава непосредственно, а произошел путем альбитизации другого плагиоклаза. Это доказывается и связью спилитов с сохранившимися иногда от альбитизации диабазами и порфиритами и в особенности остатками не альбитизированного плагиоклаза в некоторых случаях и в самих спилитах. Альбитизация плагиоклаза обычно идет параллельно с хлоритизацией пироксена и стекла, но иногда при совершенной альбитизации полевого шпата пироксен остается неразложенным (фиг. 86).

В обломках пирокластических пород, сопровождающих спилиты, альбитизация иногда происходит менее полно. В редких случаях в спилитах сохраняется местами стекло (такой пример указывается в Мугоджарах)

Перерождение нормальных базальтов в спилиты происходит, вероятно, в результате взаимодействия их вещества с морской водой. Натр и кремнезем, требующиеся для такой реакции, берутся, вероятно, частью из самой базальтовой магмы, частью (натр), может быть, и из морской воды. Известно, что при вулканических явлениях из магмы выделяются фумаролы, выносящие натр и кремнезем; в контактах диабазов с глинистыми сланцами последние превращаются в так называемые а д и н о л ы — метаморфические горные породы, существенно состоящие из альбита; это указывает на вынос натра и кремнезема из магмы, давшей диабаз. При условиях подводного извержения, как можно думать, создается среда, где происходят реакции, приводящие к перерождению нормальных базальтов в спилиты.

Поэтому, несмотря на то, что по химическому и минеральному составу спилиты значительно отличаются от нормальных базальтов, их приходится включать в эту группу.

Перерождение базальтовых пород в спилиты имеет сходство с так называемым зеленокаменным изменением базальтов и долеритов под влиянием регионального метаморфизма при явлениях горообразования. Еще в начале этого века спилиты не отличали от других зеленокаменных или даже просто палеотипных изверженных горных пород, рассматривая их только как структурную разновидность. Теперь термин «спилит» и происходящий от него термин «спилитовая формация» получили геологический смысл, так же как это случилось с термином «трапп». Со спилитами ассоциированы кератофиры и кварцевые кератофиры — кислые, натровые (альбитизированные) вулканические породы трахитового и риолитового состава, описанные в дальнейшем. Поэтому часто говорят о спилито-кератофировой формации. С этой точки зрения, для отнесения альбитизированных и хлоритизированных базальтов к спилитам необходимо установление не только их минерального состава, но и характерных черт их текстуры (например, шаровые лавы, в особенности с проникшим между шарами яшмовым цементом), а также и изучение всей обстановки нахождения этих горных пород в природе.

Изменения базальтов

При вторичном изменении и разложении базальтов наблюдаются различные явления, связанные с разного рода процессами такого изменения.

Изменения, связанные с непосредственным влиянием дневной поверхности — кислорода воздуха, воды и углекислоты, сводятся к следующему.

1. Плагиоклаз переходит в глинистые продукты с выделением кремнекислоты и карбонатов, оливин превращается в иддингсит и окислы железа или в серпентин и карбонаты, авгит — в хлорит и кальцит. В дальнейшем карбонаты выщелачиваются, хлорит и серпентин переходят в смесь окислов железа, магнезит и кремнезем, и в конечном результате возникает так называемая базальтовая вакка — бурая от лимонита смесь глины с кремнеземом. Выщелачивающиеся карбонаты нередко уже на очень ранней стадии выветривания переотлагаются и образуют белую известковую корку на поверхностных глыбах отдельности еще очень свежих базальтов.

2. При выщелачивании кремнезема плагиоклаз переходит в гидраргиллит, пироксен и оливин — в лимонит и, в конце концов, остается бедная кремнекислотой беловатая, желтоватая или красноватая до ярко-красной смесь водных окислов железа и алюминия, часто даже со сле-

дами первичной структуры породы. Получается боксит — это так называемый латеритовый тип выветривания, встречающийся и при выветривании других пород в подходящих условиях. Следы первоначальной структуры породы в конечных стадиях исчезают, иногда они заменяются конкреционной оолитоподобной структурой, вовсе, однако, не указывающей на водное образование таких продуктов выветривания.

3. В некоторых случаях, относительно редких, плагиоклаз распадается на альбит, довольно хорошо сохраняющийся, и анортит, разлагающийся в кальцит и глинистое вещество. Пироксен и оливин изменяются, как в первом случае.

Базальтовые порфириты, диабазы и диабазовые порфириты представляют уже некоторую метаморфическую стадию изменения базальтов. При дальнейшем изменении при выветривании они подвергаются процессам разложения, сходным с теми, что у базальтов.

Те метаморфические изменения, которые начинаются с превращением базальтовых горных пород в палеотипные горные породы, в дальнейшем под влиянием динамических воздействий, особенно в сильно дислоцированных областях, превращают эти горные породы в породы зеленокаменной фации. Диабазы переходят в уралитовые альбитизированные диабазы, или так называемые эпидиориты, соссюритовые диабазы, эпидотовые, цоизитовые и хлоритовые амфиболиты. Базальтовые и диабазовые порфириты, претерпевая те же изменения, на первых стадиях сохраняют следы своей структуры, но потом ее утрачивают и, как и зернистые породы, превращаются в различные хлоритовые и роговообманковые сланцы, так называемые диабазовые сланцы, зеленые сланцы и т. д. Упомянутый термин «эпидиорит» является устарелым термином, сохранившимся от времен, когда различали диабазы с авгитом и «диориты» с роговой обманкой. Уралитизированные диабазы, как породы роговообманковые, не могли быть отнесены к «диабазам», но они не были и диоритами. Отсюда и возник новый термин. Позднее для тех же пород предлагался термин «эпидиабаз».

Изменения, при которых все указанные метаморфические породы возникают из эффузивных представителей габбро-базальтовой группы, по существу те же, что происходят и в габбро. Они проходят различно — или захватывают только минеральный состав при сохранении структуры, или иногда в первую очередь меняется структура и среди метаморфических минералов сохраняются реликты первичных. Главнейшие вторичные минералы, возникающие при таких изменениях: альбит, цоизит, эпидот, серицит — из плагиоклаза; хлориты и уралит различного состава — из авгита; титанит и рутил — из титаномагнетита и т. д.

Геологические условия нахождения, распространение и формы залегания базальтов

Базальты и отвечающие им палеотипные породы, как мы уже видели, являются чрезвычайно распространенными изверженными породами. Они образуют покровы и потоки, занимающие иногда громадные площади и достигающие большой мощности. Дэли считал, что базальтовые лавы по своему распространению не менее чем в пять раз превосходят все другие, вместе взятые, а некоторые авторы считают эту цифру еще выше. Если вспомнить, что базальтами сложено дно Тихого океана и что базальты тихоокеанских островов — лишь отдельные выходы на фоне этих огромных покровов, то роль базальтов в строении земной коры станет еще более очевидной.

Появление изверженных пород на земной поверхности связано, как известно, с движениями в земной коре и, следовательно, с тектоническим ее строением. Базальты появляются в связи с обоими типами таких движений и тектоники: и с типом орогенных движений в геосинклинальных зонах, и с типом эпейрогенических движений в кратогенах. Поэтому, с точки зрения геологических условий крупного масштаба, мы можем отличать излияния базальтов, приуроченных к геосинклиналям, от излияний в платформенных, кратогенных областях. В этих разных геологических условиях они обнаруживают свои особенные петрографические черты и свои ассоциации с другими горными породами.

1. Обширные излияния базальтов вне геосинклинальных зон связаны с движениями больших устойчивых участков земной коры, не поддающихся складчатости, а разламывающихся по крупным трещинам. Это продукты массовых извержений, занимающих огромные площади. Обычно их разделяют по характеру извержений — на массовые излияния (затопляющие базальты или платобазальты), ареальные или многовыходные излияния и, наконец, щитовые вулканы центрального типа. Но такое различие является второстепенным. Основная черта заключается в том, что излияния происходят на прочных участках или глыбах земной коры, трескающихся, но не сминающихся в складки, как в геосинклиналях. Размеры таких участков могут быть различными, и это тоже является признаком второго порядка.

Массовые излияния базальтов образуют в этих условиях так называемые базальтовые плато. Нередко здесь достаточно ясно, что эти излияния тесно связаны с диабазовыми жилами и интрузивными залежами, которые образуют уже рассмотренную нами трапповую формацию. Так, например, в основании смытых местами южнобразильских базальтов бассейна Параны лежащие под ними осадочные породы пересечены многочисленными дайками и пронизаны интрузивными залежами диабазов. Стромбергские базальтовые лавы в Южной Африке (Уокер и Польдерварт, 1950 — русский перевод) тесно связаны таким же образом с упоминавшейся уже трапповой формацией долеритов Карру. То же самое установлено в Индии, в восточных штатах США, и, наконец, мы имеем, эффузивных представителей, отвечающих и нашим сибирским траппам, развитым в северной части области их распространения.

В областях новейших излияний, где эрозия не вскрыла или почти не вскрыла интрузии траппов, на поверхность выходят только площади колоссальных базальтовых излияний. Из них прежде всего надо упомянуть базальты плато рек Колумбии и Змеиной (Снейк-Ривер) в Северной Америке [северо-западные штаты США (Рассел, 1903)], где этот тип впервые был выделен Гики (1897). Площадь, занимаемая базальтами, здесь более 500 000 км². В миоценовое время гористый район бассейна р. Колумбии был залит базальтовыми потоками так, что горы остались как острова среди этих заливших местность базальтов. Мощность отдельных покровов редко достигает 50 м, в среднем она около 10 м. Потоки разделены только тонкими пластами туфов или озерных отложений, а в целом эта толща преобладающих лав достигает мощности 1000 м (наибольшая даже 1600 м). На поверхности покровов, особенно в северной части (Орегон, Айдахо), еще сохранились постройки вулканических аппаратов — шлаковые конусы и др.

Другая знаменитая область — Деканское плато на Индийском полуострове (Вашингтон, 1922; Фермор, 1925—1926), где площадь «деканских траппов» достигает 650 000 км², а если принять во внимание,

что она продолжается под Индийский океан, эту цифру, может быть, можно удвоить. Мощность базальтовых накоплений в Индии местами достигает 2 км. Строение Деканского базальтового плато такого же типа, как области базальтов р. Колумбии. Такие же базальтовые покровы известны в Абиссинии (Дюпарк, 1930), в Сирии (Тиррель, 1930) и в ряде других мест.

Количество лавы, доставляемое такими трещинными излияниями, достигает, как видим, громадных размеров. Если «деканские траппы» в Индии и базальты р. Колумбии охватывают примерно равную площадь, то покрытая лавами площадь в упомянутом бассейне Параны оценивается равной лавовым полям Декана и Колумбии, вместе взятым.

Еще более обширные площади распространения базальтов мы имеем на дне океанов, особенно Тихого океана, но, естественно, о них мы знаем очень мало. Они отличаются от континентальных базальтовых плато более основным характером лав.

Хорошо изучены массовые базальтовые излияния северной части Атлантического океана (Тулейская провинция Вашингтона), которая выступает в Ирландии, на Гебридских островах, в Исландии и Гренландии. Шотландские базальтовые излияния этой провинции изучены особенно подробно. Извержения здесь начались в эоцене. Теперь сохранились лишь остатки обширного плато, которое было разломано, а затем некоторые части его погрузились во время образования северной части Атлантического океана. Вулканическая деятельность в этой провинции сохранилась и до нашего времени, но она приобрела форму огромных щитовых излияний. Большой интерес представляет запад Шотландии, где можно изучать структуру основания вулканов.

Базальты щитовых вулканов представляют менее значительные излияния, но по особенностям залегания сходны с базальтами плато. Базальтовые потоки из соседних щитовых вулканов, изливающиеся из кратеров или боковых трещин, сливаются в обширные базальтовые плато — во много тысяч квадратных километров, т. е. образуют структуры, внешне похожие на массовые излияния плато-базальтов. Здесь многочисленные и тонкие излияния налегают одно на другое, сопровождаясь лишь небольшими прослойками пирокластических пород.

Кроме упомянутых щитовых вулканов Исландии, особенно знамениты вулканы Гавайи (Вашингтон и Кейз, 1923; Макдональд, 1949) и других Сандвичевых островов в Тихом океане.

Некоторые вулканы, начинаясь как щитовые, переходили потом в конические стратовулканы, как, например, Этна и, вероятно, вулканы Ключевской группы на Камчатке. Конусы стратовулканов мало характерны для базальтовых извержений; они более свойственны андезитовым лавам.

С молодыми разломами прочных центральных частей азиатского материка связаны широко распространенные излияния базальтов Прибайкалья и Монголии (Обнова, 1940; Влодавец, 1950), распространяющиеся далеко на восток. Здесь четвертичные базальты обычно разливались по долинам рек, но встречаются и на водоразделах. В ряде мест сохранились шлаковые конусы, отмечающие центры извержений на трещинах разломов, по которым происходили излияния.

Еще менее крупные излияния базальтов представляют так называемые ареальные или многовыходные излияния. Они возникают на относительно прочных участках земной коры, часто по соседству с типичными геосинклинальными областями. Здесь многочисленные пересекающиеся трещины являются слабыми местами, особенно в местах пересечения, где

устанавливается сообщение с магматическим очагом и возникают жерла вулканов. Излияния базальтов (и андезито-базальтов) в связи с этими разломами происходят из центров, меняющих свое положение вдоль трещин. Жерла вулканов существуют непродолжительное время. После извержения, которое, так сказать, зарубцовывает разлом в данном пункте, при дальнейшем оживлении вулканической деятельности возникает новый центр на той же трещине или в новом пересечении трещин, и в результате образуется обширная площадь распространения базальтовых лав, в некоторых случаях меняющих в течение вулканической истории свой состав и вытекающих из многих центров. Существуя короткое время, каждый центр дал немного, часто даже один поток лавы. Каждый центр отмечается небольшим шлаковым конусом. Эти конусы располагаются нередко рядами вдоль трещины. Потоки многочисленных шлаковых конусов сливаются в массы, дающие плато размерами от нескольких сот до нескольких тысяч квадратных километров, т. е. структуры, также внешне сходные с массовыми излияниями базальтов. Выбросы пирокластического материала здесь имеют подчиненное значение. Таков тип ареальных или многовыходных извержений, примером которых могут служить четвертичные извержения Армении (Паффенгольц, 1931; А. Н. Заварицкий, 1945 1, 1946). Многие классические примеры, такие, как вулканы Оверни во Франции (Гланжо, 1909), Олота в Испании (Вашингтон 1907), Вестервальда (Юнг, 1927), Чешских Средних гор (Гибш, 1910) и других вулканических районов внешних форландов Альп, где очень распространены базальты, относятся к этому типу. К этому же типу надо причислить и излияния третичных базальтов Виктории в Австралии (Эдвардс, 1938) и др.

2. Геологические условия залегания базальтовых пород в геосинклинальных областях имеют свои особенности. Базальтовая магма в огромных количествах обычно изливается в начале орогенного цикла во время роста начальной геосинклинали. Эти лавы в значительной части образовали подводные извержения и в определенных условиях глубины застывали в эффузивные породы спилитового состава с их характерным обогащением натром и с подушечной или эллипсоидальной текстурой. Не все, однако, излияния базальтовой лавы давали спилиты, образование которых, как мы только что говорили, связано с определенными условиями глубины. Некоторые считают, что извержения базальтовой магмы на значительной глубине океана дают продукты, больше сходные по структуре с застывшими под значительным давлением телами пластовых интрузий, чем с базальтовыми излияниями на суше.

Излияния базальтов в геосинклинальных областях ассоциируются с интрузивными массами диабазов, габбро, перидотитов и змеевиков. При последующих процессах горообразования основные изверженные породы подвергаются региональному метаморфизму и переходят в палеотипные, а затем при усилении метаморфизма — в зеленокаменные породы, сначала еще сохраняющие остатки своей структуры (зеленокаменные породы, диабазы, габбро и т. д.), а затем утрачивающие ее и приобретающие новую метаморфическую структуру зеленых сланцев и адиагностических зеленокаменных пород.

Эта роль динамического метаморфизма при горообразовании является причиной того, что в областях орогена в геосинклинальной зоне, где возникли уже складчатые горы, вместо базальтов, долеритов и т. д. мы встречаемся с базальтовыми порфиритами и диабазами, но изменение этих базальтовых пород в палеотипные формы может быть различной степени. Кайнотипные горные породы группы базальта мы встречаем все

же не только в областях современного и молодого вулканизма, где они не подвергались сильному действию горообразующих сил, но и среди более древних образований при соблюдении этого условия. На Кавказе четвертичные и третичные базальты и андезито-базальты имеют кайнотипный облик, тогда как широко распространенные юрские вулканические породы приняли вид палеотипных, и их уже называют порфиритами. На Камчатке современные и верхнетретичные (плиоценовые и миоценовые) лавы кайнотипные, а меловые и, может быть, нижнетретичные имеют палеотипный облик порфиритов. Меловые анамезиты, содержащие самородное железо, описанные, как мы уже упоминали А. П. Карпинским (1873), залегая среди ненарушенных пород, имеют кайнотипный облик. Мы упоминали и о кайнотипных долеритах Урала, пересекающих каменноугольные слои на восточном склоне.

Базальтовые порфириты и эффузивные диабазы настолько широко распространены во всех зонах складчатых гор, что нет ни возможности, ни надобности перечислять их многочисленные примеры. Но наряду с базальтовыми порфиритами и диабазами геосинклинальных областей характерно, как было сказано, развитие горных пород спилитовой серии. Повторяем, что возникновение этих горных пород связано с особыми фациальными условиями подводных излияний. Эти фациальные условия выражаются также в характерном появлении сопровождающих спилиты кремнистых сланцев и яшм. Горные породы спилитовой серии очень типичны, но лишь тогда, когда они не изменены в значительной степени горообразующими процессами. В последнем случае бывает нелегко отличить настоящие спилиты от похожих на них порфиритов и диабазов, претерпевших зеленокаменное перерождение, т. е. слабую степень динамического метаморфизма. Мы уже видели, что явление перерождения базальтов в спилиты имеет общие черты с превращением их в зеленокаменные породы. Это обстоятельство создает еще большие трудности для различения настоящих спилитов и зеленокаменных базальтовых порфиритов, не проходивших спилитовой фации в своей истории. Поэтому бывает, что спилиты иногда пропускаются и их объединяют с порфиритами, или, наоборот, без достаточных оснований некоторые порфириты с микроструктурой, близкой к обычной микроструктуре спилитов, определяют как спилиты, не имея на то геологических данных.

Спилиты в том геологическом смысле, как это было изложено выше, известны во многих районах и относятся к разному возрасту. У нас спилиты силурийского возраста хорошо изучены на Южном Урале (В. А. Заварицкий, 1946) и далее на юг в Мугоджарах (Левинсон-Лессинг, 1905_1); более древние протерозойские спилиты известны в Карелии (В. М. Тимофеев, 1935) и, наоборот, более молодые мезозойские — в вулканическом массиве Кара-Даг в Крыму (Левинсон-Лессинг и Дьяконова-Савельева, 1933). Спилиты указываются также на Новой Земле, в Казахстане, Средней Азии, на Алтае (Елисеев, 1938) и в других районах Союза. Из зарубежных областей развития спилитов нельзя не упомянуть спилиты Англии (Дьюи и Флетт, 1911; Уэлс, 1923), где и была выделена эта геологическая формация в современном смысле слова (ордовичские и более древние); детально описаны спилиты в Австралии [Новый Южный Уэлс (Бенсон, 1913)], в разных местах Северной Америки, в Норвегии, Чехословакии, Швейцарии и в других странах.

Формы, размеры и внутреннее сложение отдельных эффузивных и экструзивных тел базальтовых пород исключительно разнообразны. Широко известны базальтовые покровы и потоки, лавовые каскады (см. выше, фиг. 42), лавовые туннели, капельные конусы, лавовые взду-

тия, шаровые лавы, некки, дайки и т. п. О всех них уже было упомянуто в первой части (см. стр. 95). Не характерны лишь иглы, купола и т. п., свойственные более кислым лавам.

Особенностью базальтовой лавы является то, что она большей частью менее вязкая, чем лавы другого состава, и, следовательно, более текучая. Поэтому, при относительно небольшой мощности отдельного покрова или потока, он занимает значительную площадь.

Вязкость некоторых базальтовых лав в момент извержения Дэли (1933) сравнивал с вязкостью умеренно текучих масел. Например, лава Килауэа в 1840 г. текла со скоростью 400 м в час по склону в 2°, или имела скорость в 24 раза меньшую, чем вода, если бы последняя текла по тому же склону. Кинематический коэффициент вязкости такой жидкой лавы только в 60 раз больше, чем у воды, и сравним с коэффициентом вязкости оливкового масла.

Некоторые потоки базальтовой лавы, спускающиеся по более крутым склонам, двигались со значительной скоростью. Например, лава потока Элайка вулкана Мауна-Лоа (см. выше, фиг. 40) двигалась со скоростью 16 км в час; другие потоки этого же вулкана спускались со скоростью 20 и даже 30 км в час. Вязкость лавы потока Элайка определялась лишь в 8—10 раз больше, чем у воды.

Относительно небольшая вязкость базальтовой лавы благоприятствует ее кристаллизации. Способность к кристаллизации у базальтовой магмы очень велика, и уже в нижних частях потоков и покровов она иногда застывает в полнокристаллическую горную породу долеритового облика, которую нелегко отличить иной раз от интрузивных горных пород, и нередко трудно различить древние покровы базальтовых излияний и интрузивные залежи, застывшие в земной коре. Стекловатые и пузыристые разновидности мы находим в поверхностных частях покровов, но они также бывают и в краевых частях жил интрузивных залежей.

Для базальтовых и диабазовых покровов, а также и других пластообразно залегающих форм характерны некоторые типы отдельности. Так особенно распространена общеизвестная столбчатая отдельность базальтовых покровов. Главные особенности ее уже были рассмотрены (см. стр. 80). В отдаленные времена споров нептунистов и вулканистов сторонники происхождения базальтов осадочным путем считали призмы столбчатой отдельности гигантскими кристаллами. Очень распространенной в базальтах являются также шаровая отдельность. Ее не следует смешивать с шаровой или эллипсоидальной текстурой спилитов. О признаках отличия уже говорилось раньше.

Базальтовые лавы, изливаясь на поверхность земли и остывая в виде потоков и покровов, образуют два вида корки на их верхней поверхности, различаемые как лава глыбовая, или аа, и лава волнистая, или пехойхой. Названия эти заимствованы из гавайских названий лав вулканов этих островов. В первом случае (аа) верхний застывающий слой разрывается на угловатые глыбы и поверхность потока представляет нагромождение таких глыб с острыми ребрами. Лава разрывается на глыбы, еще сохраняя некоторую вязкость, и между глыбами иногда можно найти растянутые перемычки, вроде тех, какие получаются при разрывании кусков вязкого теста. Разрываясь, эти перемычки создают своеобразную завершенную поверхность глыб. Эти особенности сохраняются только в самых свежих глыбовых лавах и со временем эти детали стираются. Так, в четвертичных лавах армянских вулканов глыбовые лавы подверглись еще распаду глыб вследствие выветривания и действия мороза, и

поверхность потоков представляет россыпь глыб андезито-базальта, уже утративших характерные черты настоящих глыбовых лав. Второй тип лавовой поверхности — лава пехойхой, которую можно было бы назвать натечной лавой, характеризуется гладкими натечными формами, подобными тем, какие получаются, когда по наклону течет вязкая масса вроде смолы или асфальта. Лава натеков отличается в свежем виде блестящей поверхностью. Характерная форма натеков иногда сохраняется в древних палеозойских лавах. Такие лавы известны, например, у нас в Карелии (В. М. Тимофеев, 1935) и во многих других местах.

Химический состав горных пород базальтовой группы

Для характеристики химического состава горных пород группы базальта мы приводим несколько подсчетов средних составов по многим анализам, а также несколько анализов отдельных типов, важных для характеристики разновидностей базальтов (табл. 16).

Сравнивая эти анализы и числовые характеристики с теми, что были приведены для габбро, мы видим большое сходство. Отличием, которое следует отметить, является отношение $a : c$. У габбро оно несколько меньше, а у базальтов оно больше единицы. Базальты, таким образом, отличаются более значительным содержанием щелочей. Эта особенность повторяется и в других группах при сравнении эффузивных представителей горных пород с отвечающими им глубинными.

Резко повышенное содержание щелочей, именно натра, мы видим у спилитов; отношение $a : c$ в первом анализе (из работы Дьюи и Флетта) около 2, а во втором, который дается как типичный (Уэлсом),— даже 2,5. В остальных отношениях они грубо укладываются в анализы базальтовых пород. По своему богатству щелочами в химическом отношении спилиты приближаются к щелочным базальтоидным горным породам, но это связано, как мы видели, вероятно, не с магматическим процессом, а со своеобразным эпимагматическим перерождением уже застывшей породы в особых условиях подводных извержений.

Некоторое своеобразие обнаруживает и средний состав мелафира. В числовой характеристике это выражается высоким a и низким b. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1913) выделял особый химический тип мелафиров, что и отражается в числовой характеристике для среднего анализа, подсчитанного Дэли. Но необходимо вспомнить, что термин «мелафир» имеет очень неясное сборное значение, объединяет довольно разнообразные базальтовые и даже андезитовые породы (навит, толеит, палатинит), имеющие палеотипный облик и характеризующиеся теми изменениями, которые М. А. Усов (1929 и 1935) относил к изменениям диагенетическим. Как уже указывалось выше, ввиду неясности термина «мелафир», английская петрографическая комиссия рекомендовала даже его совсем выбросить.

Относительно палеотипных базальтовых порфиритов нужно иметь в виду следующее. Границы между разными типами изверженных эффузивных горных пород по их химическому составу могут быть надежно установлены только в случае совершенной свежести этих пород. Это касается прежде всего границы между базальтами и андезитами, поэтому критерием химического состава нельзя пользоваться для сильно измененных палеотипных горных пород, и часто мы можем достоверно определить данную палеотипную горную породу только как «порфирит» вообще. Чтобы отнести ее к базальтовым или к андезитовым порфиритам, приходится иногда считаться не столько даже с химическим

Таблица 16

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII*	XIII	XIV	XV	XVI
SiO_2	49,06	48,78	49,94	50,60	48,80	50,18	55,46	50,74	50,29	45,6	43,82	48,33	51,94	47,78	48,58	55,75
TiO_2	1,36	1,39	1,57	0,68	2,19	2,20	0,88	1,71	3,03	1,7	3,32	2,76	2,01	0,93	1,77	1,86
Al_2O_3	15,70	15,85	14,50	17,40	13,98	13,70	16,85	12,89	12,92	8,3	8,81	14,14	13,55	21,70	14,58	13,29
Fe_2O_3	5,38	5,37	3,74	4,57	3,59	3,72	2,13	5,97	1,48	2,3	3,08	3,65	4,05	3,30	1,89	0,88
FeO	6,37	6,34	8,01	6,29	9,78	9,08	4,86	7,49	9,77	10,2	8,01	9,55	9,16	4,85	7,65	8,46
MnO	0,31	0,29	0,33	0,46	0,17	0,21	0,22	—	0,14	0,1	—	0,22	0,31	0,22	0,46	0,23
MgO	6,17	6,03	6,93	4,89	6,70	6,58	6,31	4,74	8,07	21,7	15,50	6,94	5,12	5,48	6,36	1,80
CaO	8,95	8,91	9,71	8,09	9,38	11,44	7,86	9,42	10,84	7,5	13,50	10,00	9,52	13,10	9,80	6,85
Na_2O	3,11	3,18	2,65	3,23	2,59	1,70	3,30	2,48	2,26	1,3	1,51	2,94	2,76	2,09	4,02	4,07
K_2O	1,52	1,63	0,97	1,76	0,69	0,73	1,40	1,04	0,46	0,4	0,87	1,03	1,28	0,40	0,43	0,37
H_2O	1,62	1,76	1,28	1,83	1,80	—	0,58	1,96	0,38	0,6	1,17	—	—	—	2,93	3,15
P_2O_5	0,45	0,47	0,37	0,20	0,33	—	0,15	0,19	0,36	0,3	0,41	0,44	0,30	0,15	0,19	0,19

I — все базальты (Дэли, 1933)
II — базальты (по авторам) (Дэли, 1933)
III — долериты (Дэли, 1933)
IV — мелафиры (Дэли, 1933)
V — плато-базальт (Дэли, 1933)
VI — базальт Деканского плато (Вашингтон, 1922)
VII — кварцевый базальт (Дэли, 1933)
VIII — сакалавит (Лакруа, 1922)
IX — базальт Гавайских островов (среднее) (Дэли, 1933)
X — океанит (Тиррель, 1926)
XI — анкарамит (Дэли, 1933)
XII — тулейский плато-базальт (среднее) (Вашингтон, 1922)
XIII — непорфировый базальт (среднее) (Дэли, 1933)
XIV — порфировый тип базальта о-ва Малл (Дэли, 1933)
XV — спилит (Дьюи и Флетт, 1911)
XVI — спилит (Уэлс, 1923)

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I	9,2	6,1	26,8	57,9	41,6	39,8	18,6	75,8
II	9,6	6,0	26,6	57,8	41,8	39,4	18,8	75,4
III	7,4	6,0	28,6	58,0	38,6	41,2	20,2	79,6
IV	10,0	7,1	22,6	60,3	47,8	38,1	14,1	73,2
V	6,8	6,1	30,1	57,0	42,7	38,7	18,6	85,7
VI	4,8	6,7	30,1	58,4	39	37	24	77
VII	8,3	6,7	20,2	63,8	32,7	53,2	14,1	78,0
VIII	7,1	5,2	27,3	60,4	46,0	30,2	23,8	78,4
IX	6,3	4,8	31,1	57,8	33	44	23	69
X	3,0	3,4	47,1	46,5	21,6	68,4	10,0	84,0
XI	4,2	3,2	44,9	47,7	20,5	53,4	26,1	70,6
XII	7,8	5,4	30,4	56,4	40	38	22	81
XIII	7,8	5,0	27,2	60,0	45	51	24	76
XIV	5,6	12,8	22,5	59,1	26	45	19	90
XV	9,6	5,1	27,5	57,8	34,3	40,2	25,5	94,2
XVI	10,1	4,3	17,2	68,4	55	19	26	94

* Анализы VI и XII даны без воды и приведены к 100.

составом, хотя это очень важный признак, но с деталями микроструктуры, несколько различной для базальтов и для андезитов. Сильно измененные палеотипные горные породы являются часто, по выражению А. П. Карпинского (1872) и Е. С. Федорова (1897), лишь псевдоморфозами по вулканическим горным породам и нередко значительно изменившими свой химический состав.

Среди свежих базальтовых горных пород, естественно, значительно отличаются от среднего типа базальта те, которые обладают особым минеральным составом. Таковы кварцевые базальты. Величина $Q=s-(3a+2c+b)$ в них положительна, т. е. состав их пересыщен кремнеземом, что связано с включениями зерен кварца, о которых мы говорили.

К числу пересыщенных кремнеземом составов базальта относится также с а к а л а в и т, описанный с о-ва Мадагаскар Лакруа (1923 $_1$), но в нем нет кварца; избыток кремнезема заключается в стекле этой породы, присутствующем в количестве около 40%. В этом стекле заключены кристаллы лабрадора (30%), авгита (25%) и выделения рудного минерала и апатита. Наоборот, как и следует ожидать, резко недосыщенными являются меланократовые океанит и анкарамит. Обычно в базальтах имеется небольшой недостаток кремнекислоты: $Q=$ от 0 до -12.

Если исходить из минерального состава, то базальты надо отнести к горным породам, частью насыщенным и частью недосыщенным (оливиновые базальты) кремнеземом. Мы видим, что по числовой характеристике химические базальты большей частью недосыщенные горные породы.

Расчет химического состава по американской системе CIPW показывает существование двух типов базальтов; одни с некоторым, хотя и небольшим, количеством виртуального кварца, вторые с бóльшим или меньшим количеством виртуального оливина. В нашей числовой характеристике это выражается в величине Q. Эти два химические типа базальта в грубых чертах отвечают двум геологически различным их ветвям. Базальты плато или массовых излияний, играющие такую важную роль на континентальных массивах, относятся к типу более богатых кремнеземом базальтов. Таковы базальты Декана, базальты р. Колумбии, Исландии и Арктической области и др. (равно как и траппы, рассмотренные выше). С другой стороны, океанические базальты, слагающие дно океанов и встречающиеся на островах Тихого океана, являются оливиновыми базальтами, явно недосыщенными кремнеземом. Если принять во внимание размеры области океанского дна, надо думать, что они являются преобладающими. Некоторые авторы приписывали этим двум типам базальтов некоторую самостоятельность и независимость одного от другого. Однако совершенно естественно допустить, что магма континентальных плато-базальтов может быть получена из магмы океанических базальтов либо путем контаминации сиалической корой континентов, либо путем гравитационной дифференциации, например осаждения оливиновых кристаллов на более длинном пути магмы от ее источника через толщу континента.

Эти два типа базальтов (и долеритов), которые выделяются в химическом отношении по содержанию кремнезема, имеют и минералогические различия, а главным образом характеризуются различной ассоциацией других горных пород, вместе с которыми они встречаются. Кеннеди (1933) называет эти два типа, во-первых, «тип оливиново-базальтовой магмы» и, во-вторых, «тип толеитовой магмы». Как было сказано, они могут быть различаемы так же, как 1) океанский тип и 2) континентальный тип. Однако это географическое разделение можно принять только

с большими оговорками. Вместе с Бартом (Барт, Корренс и Эскола, 1939) можно также среди ассоциаций базальтов с другими породами выделять три ассоциации: 1) базальт — трахит — фонолит (острова Тихого океана); 2) базальт — трахит и базальт — гранофир (североатлантическая, так называемая Тулейская область); 3) базальт — андезит — дацит (область Тихоокеанского вулканического пояса, окаймляющая Тихий океан). В сущности и здесь мы видим два основных направления в изменениях горных пород: первое и третье, а второе является как бы промежуточным. Эти два направления отвечают в грубых чертах также тем двум типам — «атлантическому» и «тихоокеанскому» (или щелочному и известково-щелочному), которые давно были выделены при рассмотрении всех вообще изверженных горных пород. Для базальтов этих двух типов характерны следующие минералогические признаки.

1. Океанский тип. Главные минералы: оливин, авгит, основной плагиоклаз, рудный минерал. Авгит представлен диопсид-авгитом или базальтическим авгитом, часто титансодержащим. Остаточное стекловатое вещество щелочного характера без свободной кремнекислоты.

2. Континентальный тип. Главные минералы: авгит, редко оливин, основной плагиоклаз и рудный минерал. Стекловатый остаток при раскристаллизации дает нередко кварц (гранофир). Пироксен обычно представлен рядом бедного известью энстатит-авгита (пижонита).

В химическом отношении эти два типа отличаются, по Кеннеди (1931), таким образом (округляя в весовых процентах):

Таблица 17

	I	II
SiO_2	45	50
Al_2O_3	15	13
$Fe_2O_3 + FeO$	13	13
MgO	8	5
CaO	9	10
Na_2O	2,5	2,8
K_2O	0,5	1,2

I — тип оливинового базальта. II — толеитовый тип

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*Q*	*a* : *c*
I —	6,5	7,5	31,5	54,5	41	45	14	90	—12,5	0,87
II —	8,3	4,7	29,0	58,0	43	30	27	75	— 5,3	1,77

Относительно числовых характеристик химического состава заметим следующее: первый тип обладает значительным недостатком кремнезема (более недосыщен), чем второй. Хотя *a* : *c* в типе первом ниже, чем во втором, но реальные алюмосиликаты в нем более богаты щелочами. Это объясняется тем, что значительная часть извести и глинозема входит в пироксены; пироксены в типе I богаты известью и относительно бедны

железом. Вычисленные для этих минералов $f' : m' : c' = 17 : 39 : 44$, тогда как для содержащих их горных пород $f' : m' : c' = 41 : 45 : 14$, в типе же II пироксены бедны известью — для них $f' : m' : c' = 32 : 44 : 24$, тогда как для содержащих их горных пород $f' : m' : c' = 43 : 30 : 27$. Это несоответствие объясняется тем, что в типе I много магнезии и окиси железа уходит в оливин. Мы видим, таким образом, что для классификации базальтов нельзя основываться только на химическом составе, но надо принимать во внимание в первую очередь состав минеральный; кроме того, необходимо отметить, что два типа базальтов, выделяемые по указанным признакам, нельзя считать существующими независимо один от другого. Мы видели на примере траппов нахождение того и другого совместно.

Помимо описанных различий в составе базальтов, проявляющихся в широком масштабе и имеющих, так сказать, провинциальный характер, существуют различия, иногда довольно резкие в составе базальтовых пород из одного и того же района или вулканического центра, связанные, как можно думать, с явлениями дифференциации магмы (в широком смысле слова). Классический пример представляет третичный вулканический центр о-ва Малл в Западной Шотландии (Е. Бейли и др., 1924).

Первоначальная магма здесь — магма плато-базальта, вообще характерного для третичных широких излияний в Тулейской провинции (север Атлантики). Состав его дан в анализе XII (табл. 16). Среди базальтовых пород более позднего вулканического центра о-ва Малл различают тип «непорфировой центральной магмы» (анализ XIII) и «порфировый» тип (анализ XIV) с многочисленными крупными фенокристаллами плагиоклаза. Различия в составе могут быть объяснены здесь дифференциацией магмы плато-базальта в результате выделения кристаллов оливина и основного плагиоклаза и, вероятно, разделения их по удельному весу.

Подобная дифференциация происходит, иногда почти совершенно очевидно, в вулканическом канале при извержении. Например, при извержении Ключевской сопки в 1938 г. и Килауэа в 1840 г. жерла, расположенные по склону на разной высоте вулкана, извергали базальтовую лаву, различающуюся по составу, более основную из нижних жерл и более кислую из верхних. При извержении паразитного кратера Ключевской сопки в 1944—1945 гг. ранее вылившаяся лава из верхней части канала была несколько богаче кремнекислотой, чем лава, вылившаяся позднее из нижней части этого канала.

Глава VII

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

При рассмотрении пород группы габбро уже указывалось, что в этих породах иногда чрезвычайно резко выражена дифференциация с обособлением лейкократовых составных частей, с одной стороны, и меланократовых, с другой. Таким образом, с одной стороны, образуются лейкократовые анортозиты, а с другой — голомеланократовые пироксениты и перидотиты. В природе, действительно, мы встречаемся с ультраосновными бесполевошпатовыми породами чаще всего как с крайними продуктами дифференциации габбро, но иногда они появляются в связи с щелочными габброидными породами и отражают в некоторых своих признаках щелочной характер этих горных пород. Наконец, в некоторых случаях возможно допустить и самостоятельное появление больших масс перидотитов. Тем не менее эти различные по происхождению горные породы можно объединить по составу в одну группу.

Типичные породы этой группы встречаются только в интрузивных формах. Эффузивных представителей они не имеют, подобно тому как нет эффузивных горных пород, соответствующих анортозитам. Однако имеются представители группы бесполевошпатовых горных пород (кимберлиты), правда, несколько уклоняющихся по составу, образующие эруптивные пирокластические брекчии, и недавно открыта типичная полустекловатая фация оливиновых пород, указывающая на быстрое охлаждение настоящей жидкой магмы на небольшой глубине, давшее стекло.

Представляя крайнюю степень дифференциации магмы, бесполевошпатовые горные породы обладают ничтожным распространением, и при этом перидотиты, т. е. горные породы, существенно состоящие из оливина, гораздо более распространены, чем пироксениты. Количество тех и других вместе, как считают, немного превышает 0,4% всех изверженных горных пород, причем перидотитов раз в 40 больше, чем пироксенитов. Особенно часто перидотиты и пироксениты образуют небольшие массы, но, однако, встречаются и значительные массивы перидотитов. Особенно замечательными являются массивы оливиновых пород на Полярном Урале, где они достигают десятков и даже сотен километров в длину и десятков километров в ширину.

По минеральному и химическому составу мы можем различать: 1) пироксениты и тесно к ним примыкающие горнблендиты, состоящие из бисиликатов обычно с примесью рудных минералов; 2) перидотиты — из бисиликатов, главным образом из пироксена и из оливина, и 3) оливиновые породы.

В каждом из этих типов, особенно в оливиновых породах, встречаются разновидности, содержащие железисто-магнезиальную слюду.

Обыкновенно это щелочные типы данной группы. Кроме того, породы данной группы различаются по относительному количеству и комбинациям входящих в их состав минералов. Всего мы имеем около 60 видов бесполевошпатовых изверженных горных пород, которые получили особое название, но многие из этих названий могут быть заменены более простыми, характеризующими их минеральный состав. Перечисленные выше три группы в данном определении установились в русской литературе.

ПИРОКСЕНИТЫ И ГОРНБЛЕНДИТЫ (ПЕРКНИТЫ)

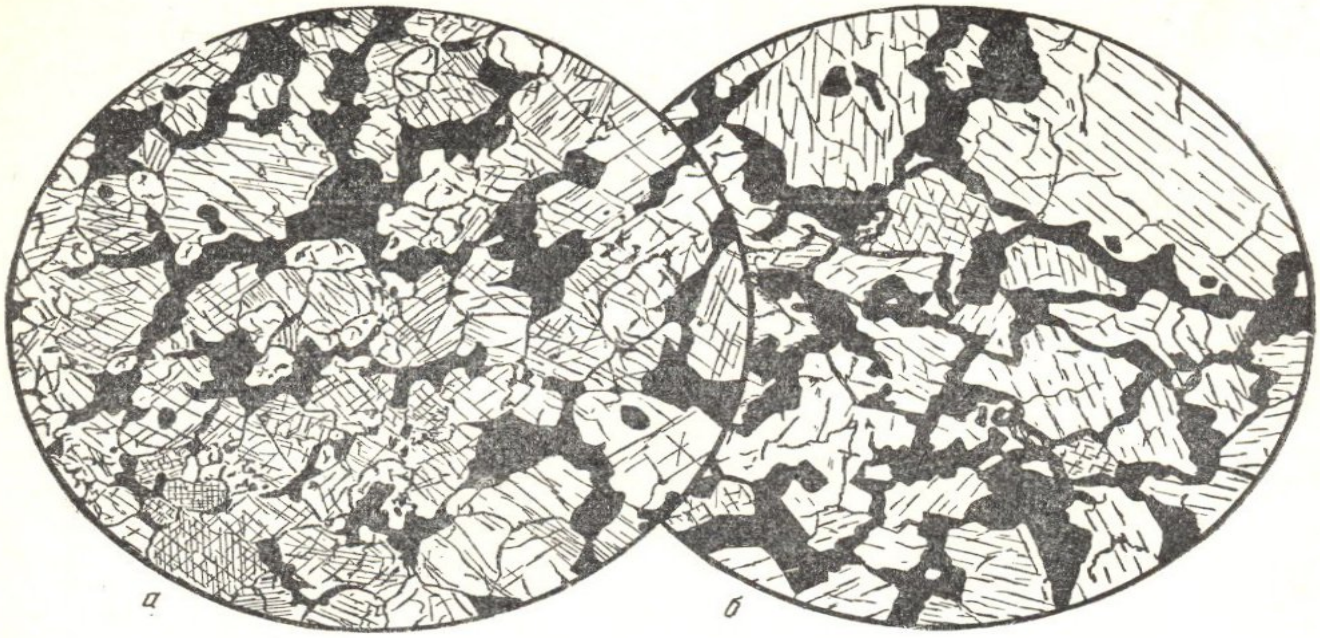
Эти горные породы состоят обыкновенно из пироксенов, моноклинного или ромбического, иногда того и другого вместе, а также из роговой обманки. Из акцессорных минералов встречаются: оливин, биотит и особенно рудные минералы — магнетит и ильменит, иногда хромит. Это темные и тяжелые зернистые горные породы, состоящие только из цветных минералов. Макроскопически пироксениты темного, зеленовато-серого цвета, иногда с буроватым оттенком; горнблендиты темнее — черного или зеленовато-черного цвета. Величина зерна довольно разнообразна, но чаще всего это среднезернистые породы. Попадаются и порфировидные типы.

Микроструктура — панидиоморфная, свойственная мономинеральным горным породам. Для богатых магнетитом пироксенитов характерна сидеронитовая структура с магнетитом в виде цемента между зернами пироксена. Такие рудные пироксениты, обладающие сидеронитовой структурой и состоящие из моноклинного пироксена с большой примесью магнетита, получили название **косьвитов** (фиг. 87). Магнетит в них иногда не только цементирует зерна пироксена, но местами даже обособляется в виде скоплений и жилок, пересекающих породу и неразрывно связанных с сидеронитовым магнетитовым ее цементом. Косьвит получил свое название от Косьвинского Камня на Урале (Дюпарк и Пирс, 1901), где он типично развит и образует большие массы, но он встречается и во многих других местах.

В некоторых пироксенитах вместе с магнетитом или вместо магнетита находим шпинель, доходящую по количеству до 20%, как это имеет место в так называемых **остраитах** Северного Урала (Дюпарк, 1913).

Пироксен в этих пироксенитах чаще всего моноклинный, близкий по свойствам к диопсиду. В некоторых случаях, особенно в порфировидных породах, характерно тонкое прорастание пироксена ильменитовыми табличками, возникающими, вероятно, при распаде твердых растворов. Пироксениты, в которых моноклинный пироксен обнаруживает свойства диаллага, называют **диаллагитами** (фиг. 88). Такие горные породы давно стали известны на Урале, и в старой литературе их называли «диаллагоновыми» породами.

Когда как главный минерал вместе с моноклинным пироксеном присутствует и ромбический, — породу называют **вебстеритом** (фиг. 89*б*). Вебстериты впервые были описаны из Калифорнии (Г. Вильямс, 1890), но встречаются во многих других районах, в частности и на Урале (Татаринов, 1940); они состоят из почти бесцветного диопсидового авгита и плеохроирующего в характерных тонах гиперстена. Когда главным минералом является один только ромбический пироксен, порода называется **гиперстенитом, бронзититом** (фиг. 89*а*) или **энстатититом**, в зависимости от состава ромбического пироксена. Замечательны гиперстениты, входящие в состав Бушвельдского комплекса основных горных пород (фиг. 90).



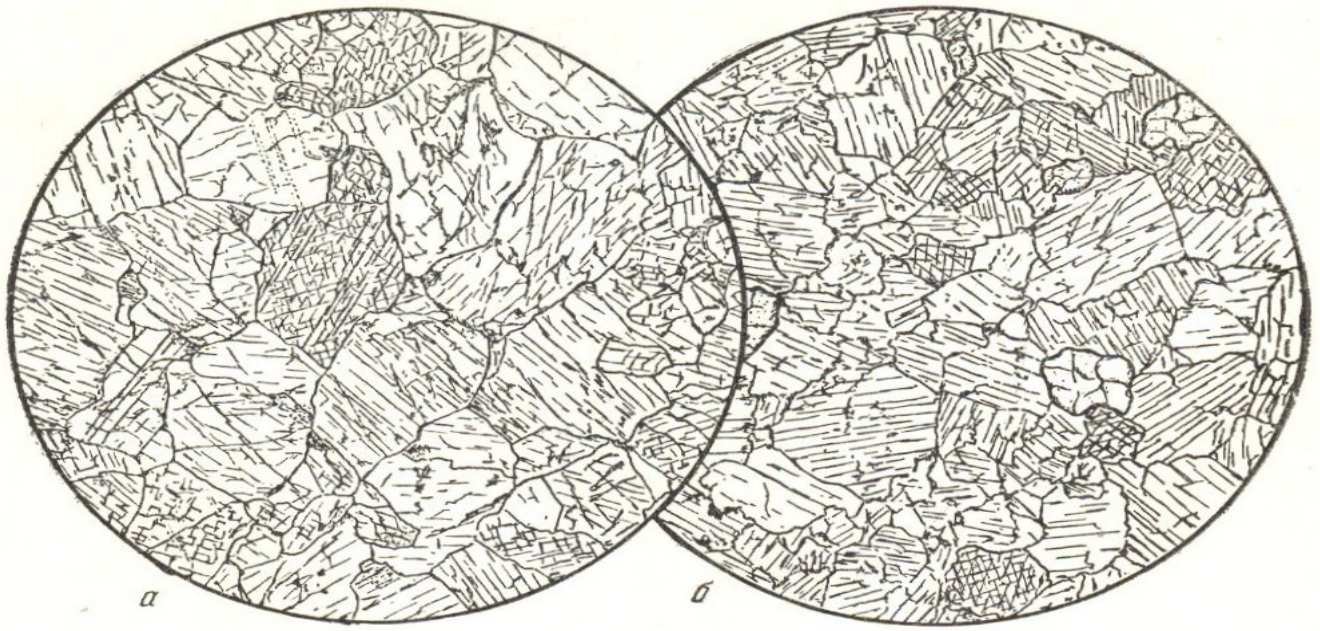
Фиг. 87.

а. Косьвит. Магнетитовый диаллагит. Гора Качканар, Урал.

Моноклинный пироксен (диаллаг) и титаномагнетит. Типичная сидеронитовая структура; $d = 5{,}3$ мм По Высоцкому, 1913.

б. Косьвит. Гора Косьвинский Камень, Северный Урал.

Магнетит заполняет промежутки между зернами пироксена и проникает в них по трещинам, $d = 4{,}7$ мм По Дюпарку и Пирсу, 1902.



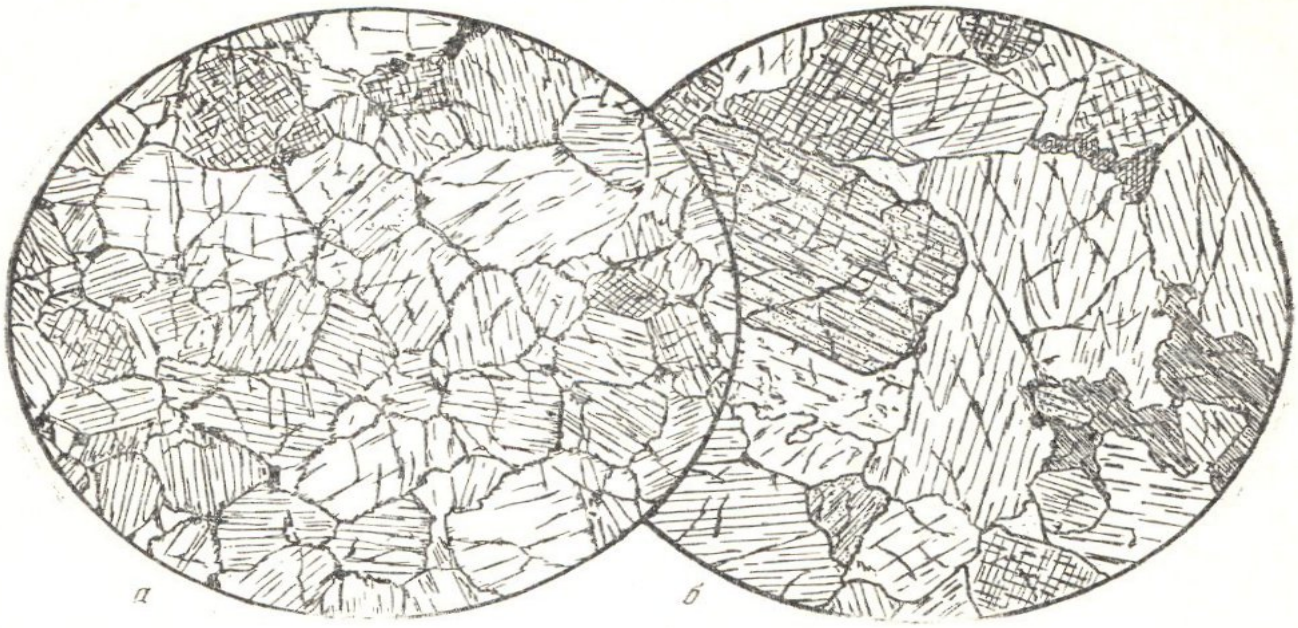
Фиг. 88.

а. Диаллагит. Рай-Из, Урал.

Типичная панидиоморфнозернистая структура. Порода состоит из одного моноклинного пироксена (диаллага); $d = 4{,}7$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1932.

б. Оливиновый диаллагит. Конжаковский Камень, Северный Урал.

Диаллаг, единичные зерна оливина (справа вверху и несколько правее центра); $d = 47$ мм По Дюпарку и Гроссэ, 1916.



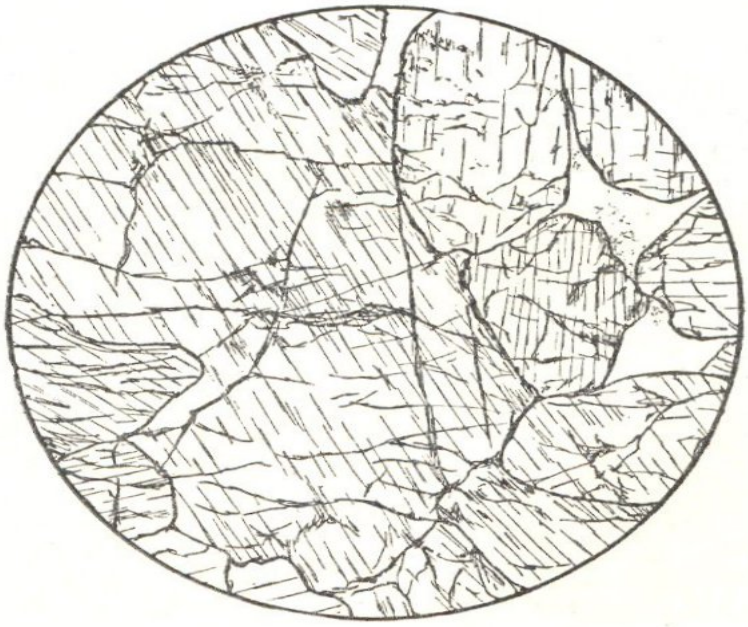
Фиг. 89

а. Бронзитит. Монча-тундра.

Состоит из одного ромбического пироксена (бронзита), слегка разложенного по краям зерен. Типичная панидиоморфнозернистая структура; $d = 4{,}7$ мм.

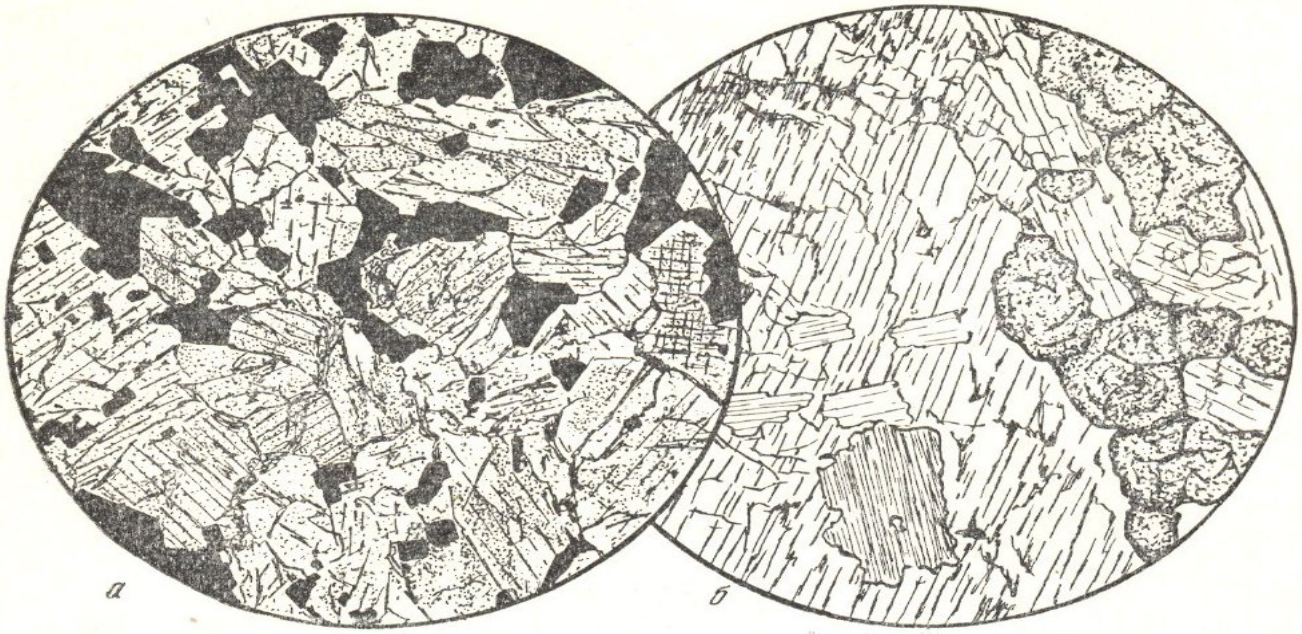
б. Вебстерит. Сальные тундры.

Моноклинный и ромбический (слева вверху) пироксены и немного бурой роговой обманки (справа). Единичные, резко ксеноморфные зерна плагиоклаза.



Фиг. 90. Гиперстенит. Бушвельд, Южная Африка.

Крупные короткопризматические зерна гиперстена, между которыми находятся единичные резко ксеноморфные зерна основного плагиоклаза; $d = 4{,}7$ мм.



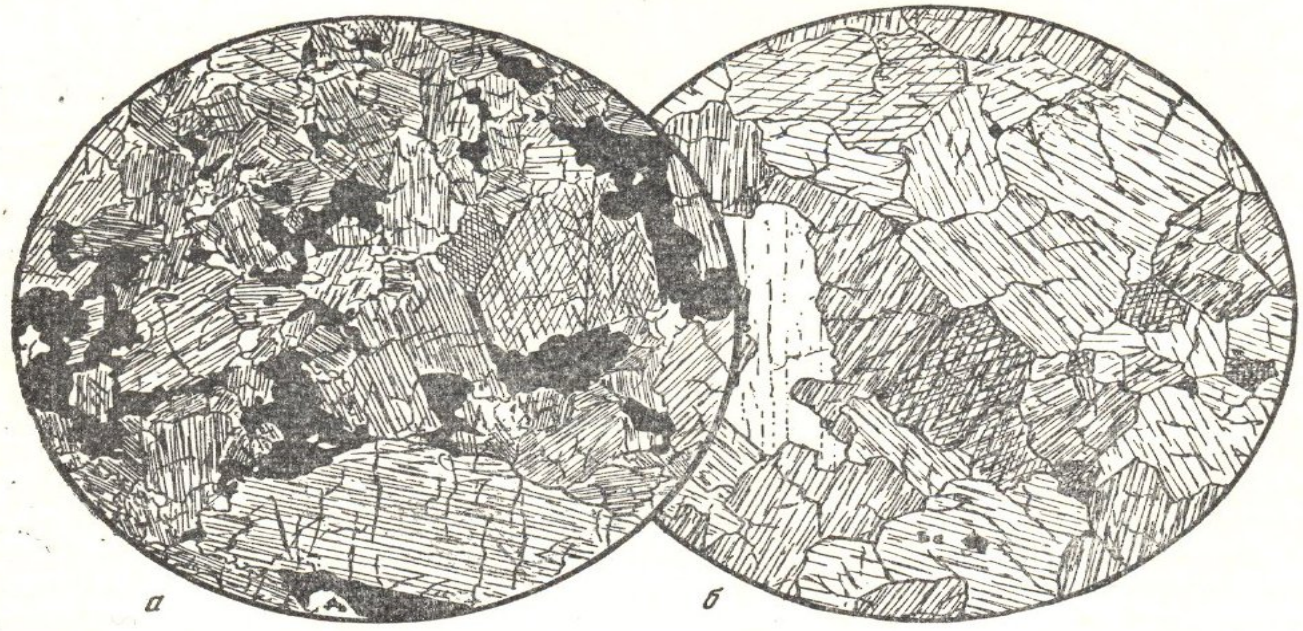
Фиг. 91.

а. Якупирангит. Якупиранга, Бразилия.

Фиолетово-бурый титан-авгит и магнетит. Сидеронитовая структура; $d = 1{,}7$ мм

б. Кромальтит (щелочной пироксенит с гранатом). Ледмор, Шотландия.

Крупные зерна эгирин-авгита с пойкилитовыми включениями биотита и титанистый гранат-меланит (справа); $d = 1{,}7$ мм. По Джохенсену, 1938



Фиг. 92.

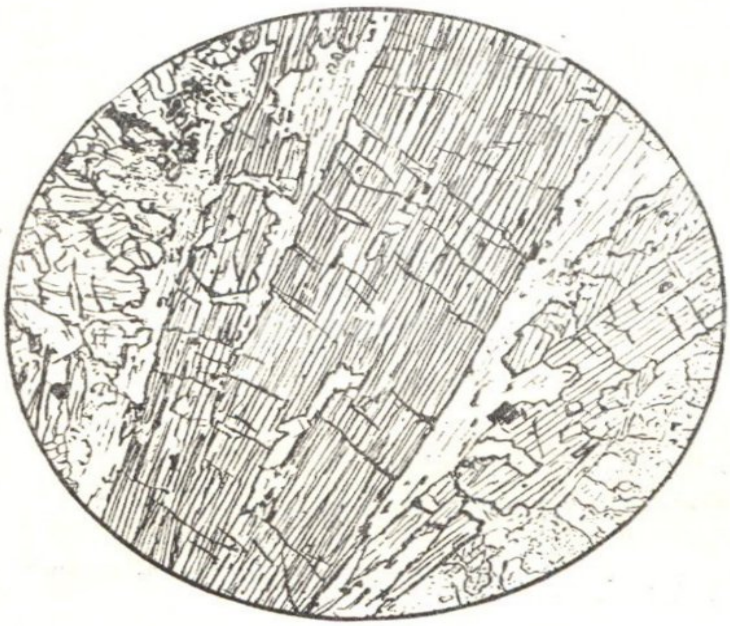
а. Горнблендит. Гусевы горы, Н.-Туринский район, Урал.

Буровато-зеленая роговая обманка и магнетит. Типичная сидеронитовая структура; $d = 5{,}3$ мм. По Высоцкому, 1913.

б. Горнблендит. Павдинский район, Урал.

Панидиоморфнозернистая структура. Слева единичное зерно плагиоклаза; $d = 2{,}3$ мм. По Дюпарку и Грюссэ, 1916.

Указанные типы пироксенитов связаны тесно с горными породами габбро-перидотитовой формации, входя в нее как один из ее членов, но, кроме того, встречаются пироксениты, связанные геологически и с щелочными горными породами. Они отличаются обыкновенно по характеру пироксенов, именно в них мы имеем вместо диопсида и диаллага или зеленоватый щелочной пироксен или фиолетовый титансодержащий авгит. Примесь слюды, близкой к флогопиту, также обыкновенно является указанием на принадлежность пироксенита к щелочному ряду.



Фиг. 93. Сагвандит. Рай-Из, Урал.

Крупные кристаллы энстатита, магнезит (слева), остатки оливина и тальк (справа); $d = 7{,}8$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1932.

К пироксенитам щелочного ряда относится бразильский якупирангит (фиг. 91*а*) из титанистого авгита с магнетитом и примесями перовскита, апатита и иногда цеолитизированного нефелина (Дерби, 1891). Якупирангиты встречаются и в других местах в связи с щелочными породами.

Примером щелочного пироксенита может служить также пироксенит из окрестностей станции Африканды (Куплетский, 1938), содержащий слюду.

Также к щелочным пироксенитам относятся такие разновидности, содержащие биотит, как, например, пироксенит из Бебедуро (бебедурит из Бразилии) находящийся в связи с нефелиновыми сиенитами (Трёгер, 1928). В Шотландии (Шэнд, 1910) в связи с щелочными породами известна разновидность щелочного пироксенита с гранатом (кромальтит, фиг. 91*б*); пироксен в ней эгирин-авгит.

Горнблендиты (фиг. 92) во многих случаях являются горными породами, несомненно образовавшимися из пироксенитов. Амфиболизация происходит как процесс эпимагматической под влиянием остаточных растворов кристаллизации, т. е. от причин внутренних, но иногда и от причин внешних. На Урале и в других районах известны различные переходные типы между пироксенитами и горнблендитами.

Характерно явление амфиболизации пироксенитов около плагиаплитовых и пегматитовых жил. К горнблендитам надо отнести и голомеланократовые иситы (см. выше, фиг. 73*а*); эта порода преимущественно жильная и пересекает тонкими жилками дуниты и перидотиты.

Горные породы из зеленоватого в шлифе моноклинного пироксена и розового граната, так называемые эклогиты, которые формально по минеральному составу относятся к рассматриваемой группе, иногда описываются как изверженные горные породы, но более вероятно, что они являются метаморфическими горными породами. По химическому составу эклогиты ближе к габбро, чем к перкнитам, так как они содержат глинозем, щелочь и известь в количестве, достаточном для образования из них плагиоклаза.

Своеобразную разновидность пироксенита представляет сагвандит (фиг. 93) — горная порода, встреченная в Норвегии (Барт, 1926) и у нас в Рай-Изе на Урале (А. Н. Заварицкий, 1932), залегающая в связи с другими ультраосновными изверженными горными породами. Сагвандит состоит из бронзита с значительной примесью первичного сидерита, примесью шпинели, магнетита, хромита, в небольшом количестве — вторичного талька.

Из вторичных изменений в пироксенитах надо особенно отметить уралитизацию пироксена, затем распространена серпентинизация, причем ромбический пироксен переходит в бастит. Хлорит менее типичен, как вторичный минерал, в пироксенитах. Вообще пироксениты — прочные, хорошо сопротивляющиеся выветриванию горные породы.

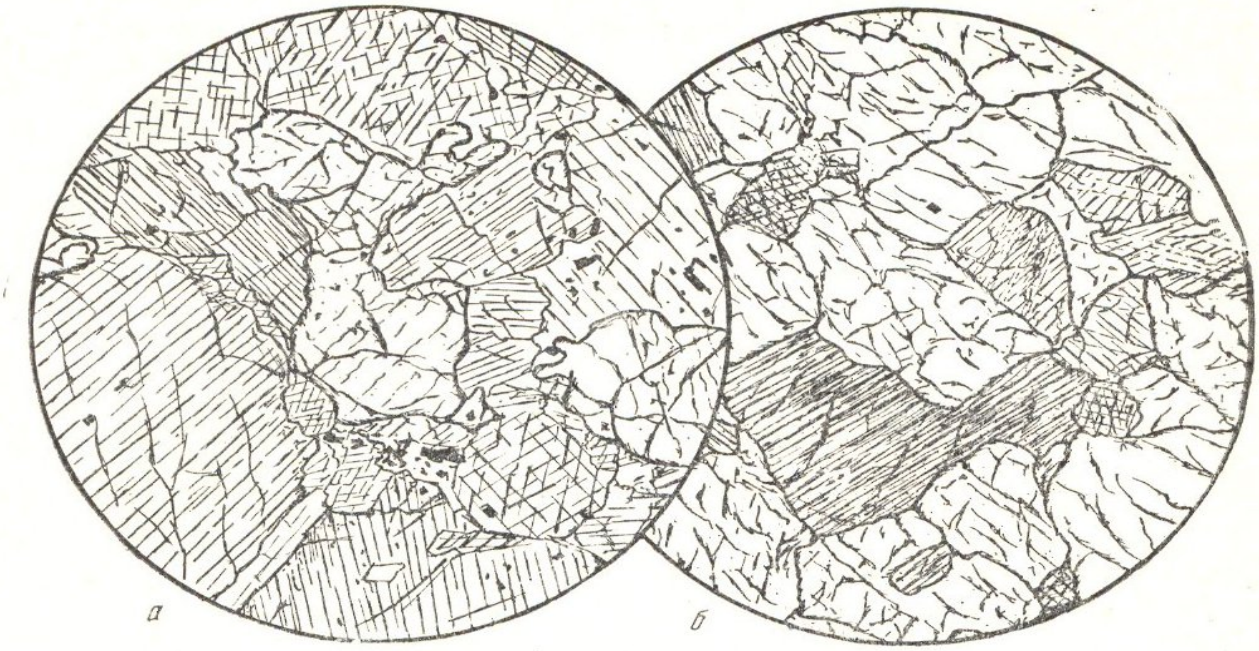
ПЕРИДОТИТЫ

Перидотиты, как сказано, состоят существенно из оливина и бисиликатов — обычно пироксена.

Кристаллы оливина, если только он не настолько обилен, что его зерна соприкасаются между собою, обыкновенно идиоморфны и часто округлены. Оливин часто переходит в серпентин, сначала по трещинам, а потом и во всей массе.

Пироксен представлен как моноклинным диаллагом и диопсидовым авгитом, иногда хром-диопсидом, так и ромбическим пироксеном; последний является энстатитом или бронзитом. Амфибол обычно с бурыми, реже зеленоватыми тонами окраски и большей частью бледно окрашен. В некоторых перидотитах мы находим магнезиальный биотит или флогопит, обладающий относительно слабой красноватой окраской и почти всегда сопровождаемый роговой обманкой. Из рудных минералов распространены магнетит, хромит, шпинели, бурый пикотит и зеленый плеонаст. Тремолит в вытянутых кристаллах встречается в некоторых перидотитах как минерал, вероятно, метаморфический. Как случайная примесь иногда попадается плагиоклаз, всегда очень основной; в щелочных типах как примесь встречается анальцим. Иногда попадаются перовскит и титанит, в исключительных случаях — корунд и гранат (пироп).

Структура характеризуется относительным идиоморфизмом оливина. Иногда этот идиоморфизм настолько резко выражен, что структура переходит в пойкилитовую; особенно характерна последняя для амфиболовых и слюдяных перидотитов. Когда пироксена немного, его зерна изолированно рассеяны в массе оливина. В некоторых типах более крупные зерна пироксена кажутся как бы склеенными зернистой оливиновой массой. Однако нетрудно убедиться в относительном идиоморфизме и, следовательно, более раннем образовании оливина. При серпентинизации границы отдельных зерен оливина исчезают и в плотной массе змеевика сохранившийся пироксен или баститовые псевдоморфозы по пироксену часто выступают наподобие порфировых выделений. В некоторых содержащих гранат перидотитах (так называемых гордунитах) около зерен граната развиваются келифитовые каймы. Магнетит очень часто явно ксеноморфный (сидеронитовая структура). В некоторых перидотитах развита такситовая структура. Чередуются участки, состоящие из одного или почти одного пироксена, с участками, состоящими из одного или почти одного оливина. В некоторых случаях это чередование неправильно и порода имеет вид как бы брекчиевидной, но гораздо чаще участки разного состава вытягиваются полосами, как в полосатых габбро. Такие полосатые перидотиты обычно встречаются совместно с полосатыми габбровыми



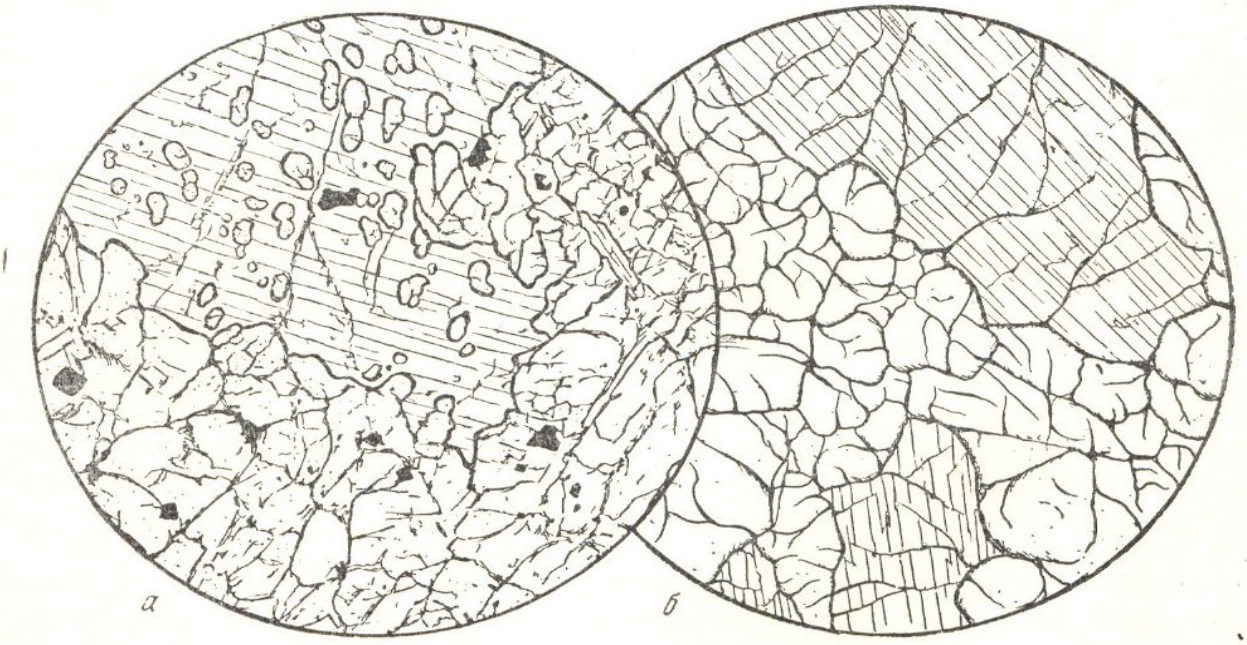
Фиг. 94

а Верлит. Рай-Из, Урал.

Оливин, как бы сжатый между крупными зернами диаллага. На границе развиваются каемки из бесцветного амфибола; $d = 2{,}3$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1932.

б. Лерцолит. Пьемонт, Италия.

Оливин, моноклинный пироксен, с полисинтетическими двойниками (справа вверху), ромбический пироксен (несколько ниже центра); $d = 4{,}7$ мм.



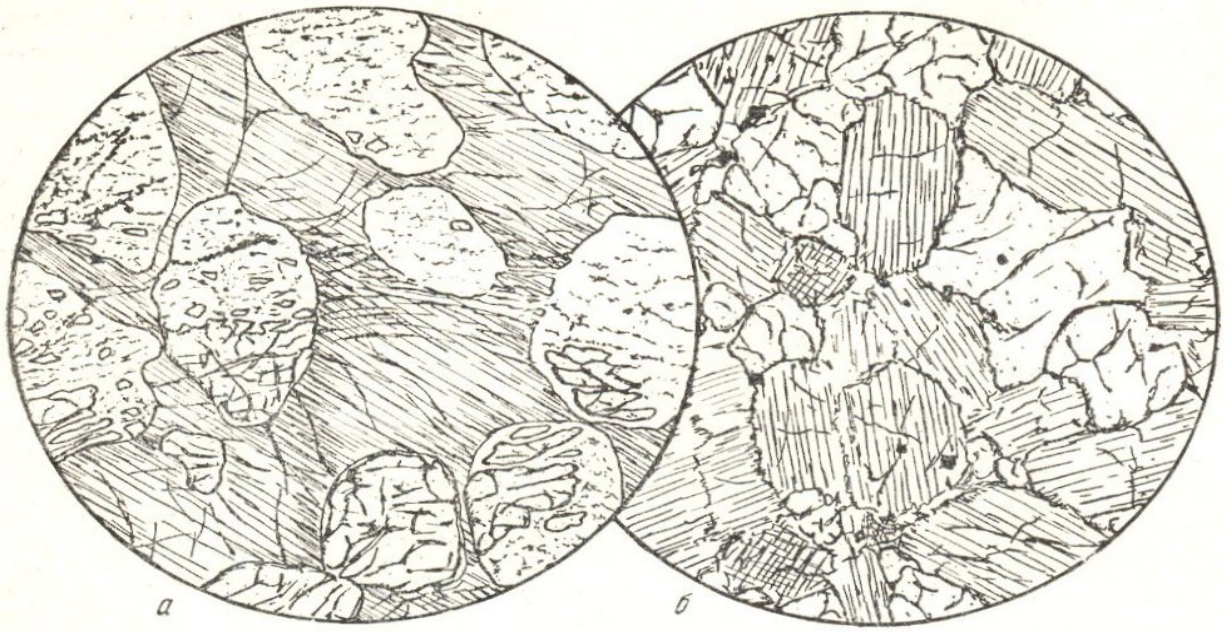
Фиг. 95.

а. Саксонит. Рай-Из, Урал.

Оливин, вверху крупное зерно энстатита с пойкилитовыми врастками оливина; хромит и отдельны чешуйки хлорита; $d = 2{,}6$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1932.

б. Гарцбургит. Хр. Салатим, Северный Урал.

Оливин, крупные зерна ромбического пироксена; $d = 4{,}0$ мм. По Дюпарку и Пирсу, 1905.



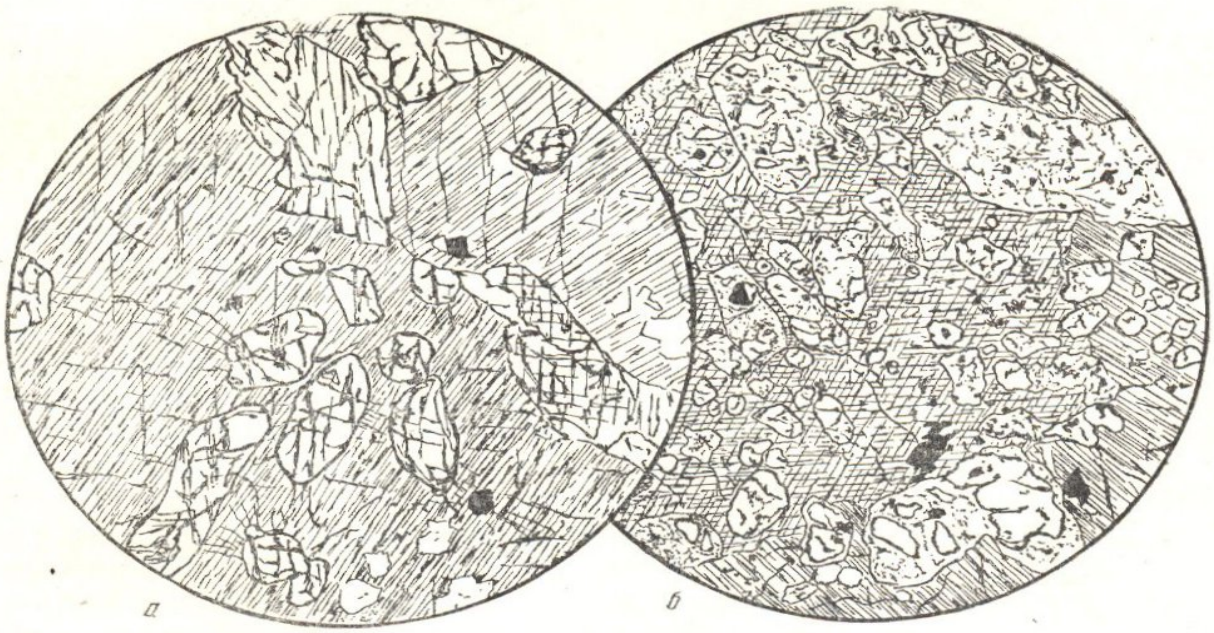
Фиг. 96.

а. Гарцбургит, Баста, Гарц, Германия

Типичная пойкилитовая структура. В крупном зерне гиперстена округлые пойкилитовые включения сильно серпентинизированного оливина; $d = 5{,}0$ мм

б. Гарцбургит. Монча-тундра.

Оливин, ромбический пироксен (бронзит). Панидиоморфнозернистая структура; $d = 5{,}0$ мм



Фиг. 97.

а. Роговообманковый перидотит. Шрисгеймит. Гора Саранная, Исовский район, Урал.

Типичная пойкилитовая структура. В крупных кристаллах роговой обманки пойкилитовые включения оливина и моноклинного пироксена; $d = 4{,}0$ мм. По Высоцкому, 1913.

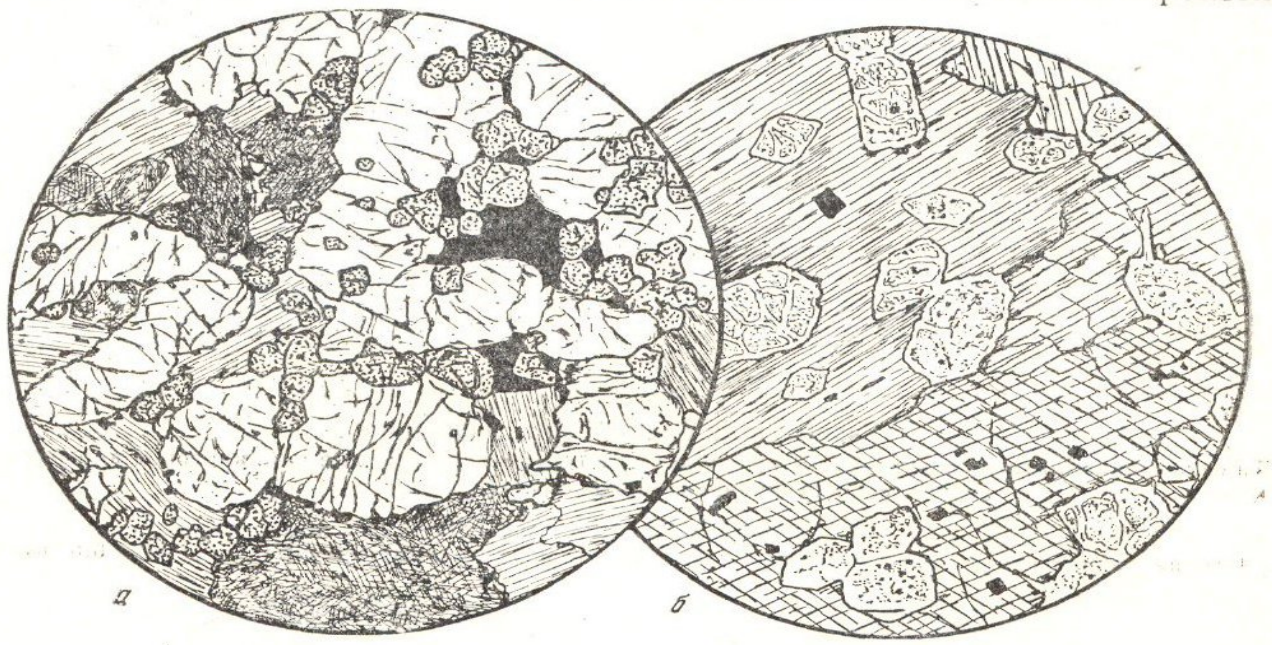
б. Шрисгеймит. Шрисгейм, Оденвальд, Германия.

В поле зрения поперечное сечение буровато-зеленого амфибола с многочисленными пойкилитовыми включениями сильно серпентинизированного оливина; $d = 8{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948

породами. Известность получили подобные породы с о-ва Рам, Шотландия (Харкер, 1908). На Урале прекрасные образцы их встречаются в Таловских горах, севернее Миасса.

По минеральному составу различают такие главные типы перидотитов.

Пироксеновые перидотиты: 1) с моноклинным пироксеном, диопсидовым авгитом или диаллагом — верлиты (фиг. 94*а*), или диаллаговые перидотиты; 2) с ромбическим пироксеном — саксониты и гарцбургиты (фиг. 95, 96); некоторые считают, что в саксонитах пироксен



Фиг. 98.

а. Слюдяной перидотит. Кальтесталь, Гарцбург, Германия.

Оливин, различные сечения биотита (внизу и слева) и темносерая шпинель. Отдельные зерна магнетита; $d = 3{,}1$ мм.

б. Сциелит. Лох-Сцей, Северная Шотландия.

В крупных зернах почти бесцветного амфибола (внизу) и флогопита (вверху) находятся пойкилитовые включения почти целиком серпентинизированного оливина; $d = 8{,}0$ мм. По Хачу и др., 1949

представлен энстатитом, а в гарцбургитах — бронзитом, но другие авторы различают эти виды пород по относительному количеству ромбического пироксена, более высокому (до $^2/_3$) в саксонитах; 3) как с моноклинным, так и с ромбическими пироксенами — лерцолиты (фиг. 94*б*) [1].

Роговообманковые перидотиты, куда относятся шрисгеймиты (фиг. 97), содержащие иногда немного авгита, а также кортландиты с гиперстеном и иногда с авгитом. К роговообманковым перидотитам можно отнести и ариежиты. В некоторых случаях в роговообманковых перидотитах можно ясно наблюдать, что роговая обманка произошла путем замещения пироксена.

В некоторых перидотитах, содержащих также и амфибол, появляется как существенный минерал и гранат; таковы и ариежиты — горные породы из оливина вместе с различными пироксенами (диопсид, диаллаг, бронзит), значительной примесью шпинели и часто с гранатом и роговой обманкой. Они, может быть, являются породами метаморфическими.

[1] Лерцолит не следует смешивать с лерцитом — горной породой из 80% роговой обманки и 15% слюды, гетероморфной горной породой, имеющей состав базальта.

Слюдяные перидотиты (фиг. 98*а*) еще более редки, чем роговообманковые, и в них вместе со слюдой почти всегда встречается и роговая обманка. Примером роговообманково-слюдяных перидотитов может считаться сциелит (фиг. 98*б*) из бледной (уралитовой?) роговой обманки, псевдоморфоз зеленого серпентина и бледно окрашенной слюды. В более типичных слюдяных перидотитах с преобладанием оливина над слюдой (или наоборот) слюда представлена также довольно светло окрашенным красноватым флогопитом. В некоторых случаях такие породы являются не изверженными, а контактово-метаморфическими.

ОЛИВИНОВЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ (ДУНИТЫ И ОЛИВИНИТЫ)

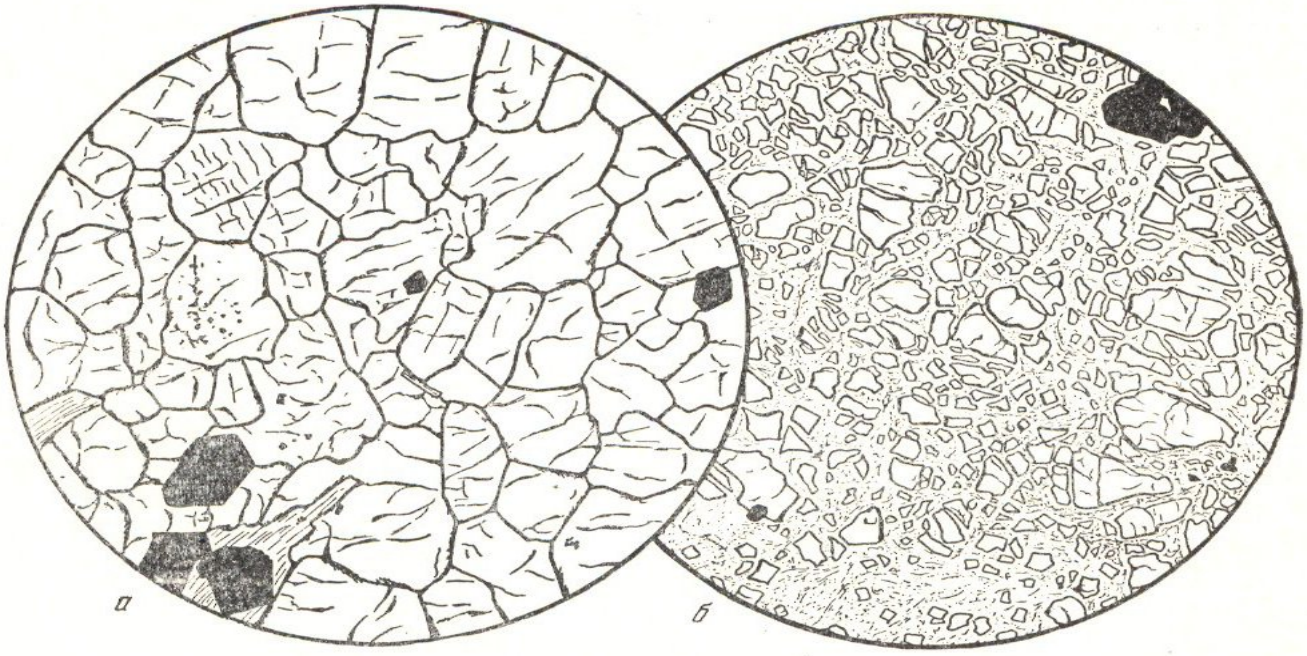
Как показывает общее название, эти горные породы состоят существенно из одного только оливина. В виде второстепенных примесей в оливиновых породах встречаются чаще всего хромит или магнитный железняк. Хромит почти всегда в идиоморфных кристаллах, магнетит, наоборот, большей частью в ксеноморфных выделениях, отчего получается сидеронитовая структура. Вместе с хромитом встречаются шпинели — пикотит и плеонаст. Замечательно присутствие платины, встречающейся в некоторых дунитах, например уральских, вместе с хромитом. Случайные минералы — гранат и корунд. Как метаморфический минерал в дунитах почти всегда присутствует серпентин.

По составу акцессорных минералов (рудных) и в зависимости от связанных с этим структур среди оливиновых пород различают два основных вида: дунит (фиг. 99, 100) с хромитом, находящимся, как сказано, в виде идиоморфных кристаллов, и магнетитовый оливинит (фиг. 101), или сидеронитовый дунит с магнетитом в виде ксеноморфных зерен.

В свежем виде дунит представляет собой светлую, зеленовато-серую зернистую горную породу. Оливин содержит около 10% фаялита — обыкновенный оливин. Количество хромита достигает 3% или немного больше в нормальной породе, но местами оно увеличивается, и встречаются шлиры, в которых оно постепенно возрастает до преобладания над оливином. Богатые хромитом дуниты получили название хромитовых дунитов. Самородная платина в дунитах приурочена к хромитовым шлирам. Оливинит с магнетитом обыкновенно несколько более богат магнетитом, чем обыкновенный дунит хромитом.

Оливиновые породы редко встречаются в неизмененном виде. Обыкновенно они более или менее серпентинизированы (см. фиг. 98*б*) и часто целиком превращены в змеевики — серпентиниты (фиг. 102), т. е. метаморфические породы, состоящие из серпентиновых минералов. Это превращение связано с воздействием на горную породу воды, и можно думать, что этот процесс происходил при несколько повышенной температуре. Предполагают, что эта вода — магматическая, бывшая растворенной в самом дунитовом расплаве. Такую серпентинизацию надо считать процессом эпимагматическим. Если в оливиновых породах присутствовали ромбические пироксены, то при этом и они превращаются в бастит. При серпентинизации обычно выделяется магнетит в виде тонких пылинок и скопления их; иногда в змеевиках встречаются также, как вторичные минералы, тальк, карбонаты, тремолит и близкие к нему роговые обманки и реликтовые минералы — хромит, шпинель, пироксен.

Не затронутый серпентинизацией дунит под микроскопом представляется мозаикой изометричных зерен оливина. Иногда зерна не одинакового размера, более крупные лучше проявляют кристаллические очертания. Хромит в виде октаэдрических кристалликов зажат между зернами



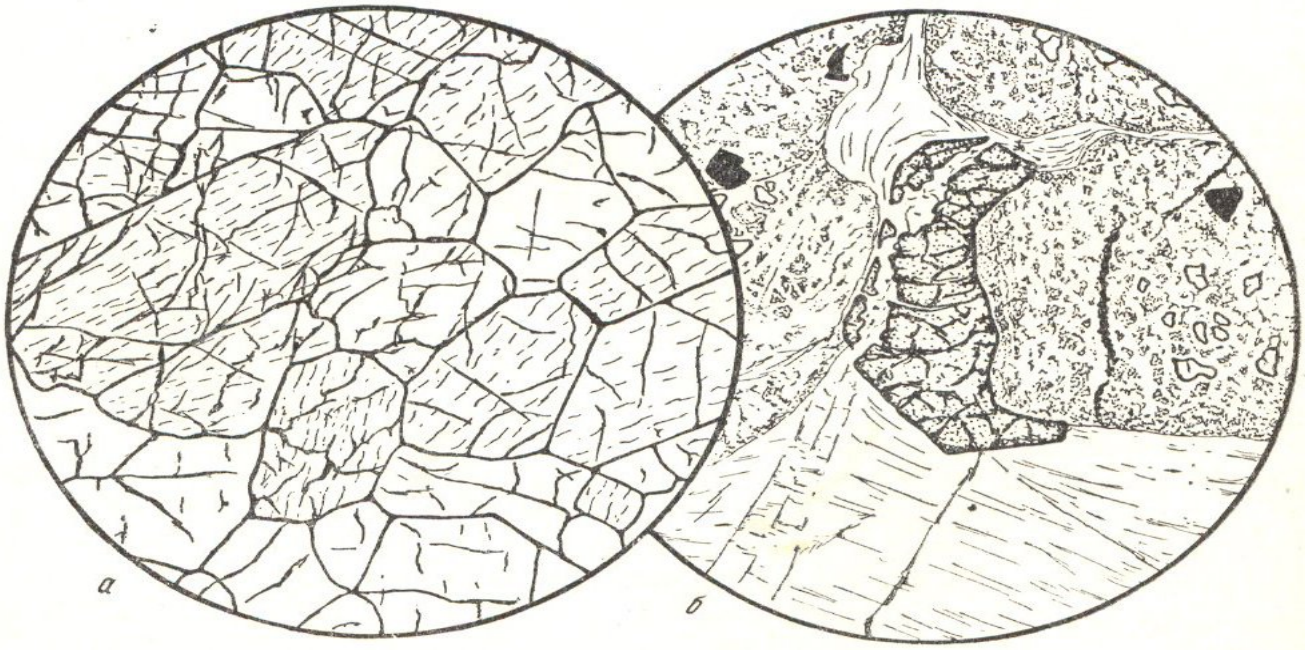
Фиг. 99.

а. Дунит. Конгорское ущелье. Рай-Из, Урал.

Оливин, отдельные зерна хромита. Внизу около них табличка хлорита. Панидиоморфнозернистая структура; $d = 4{,}7$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1932.

б. Серпентинизированный дунит. Исовский район, Урал.

Остатки оливина в массе серпентина. Так называемая «петельчатая структура». Вверху зерно хромита; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948.



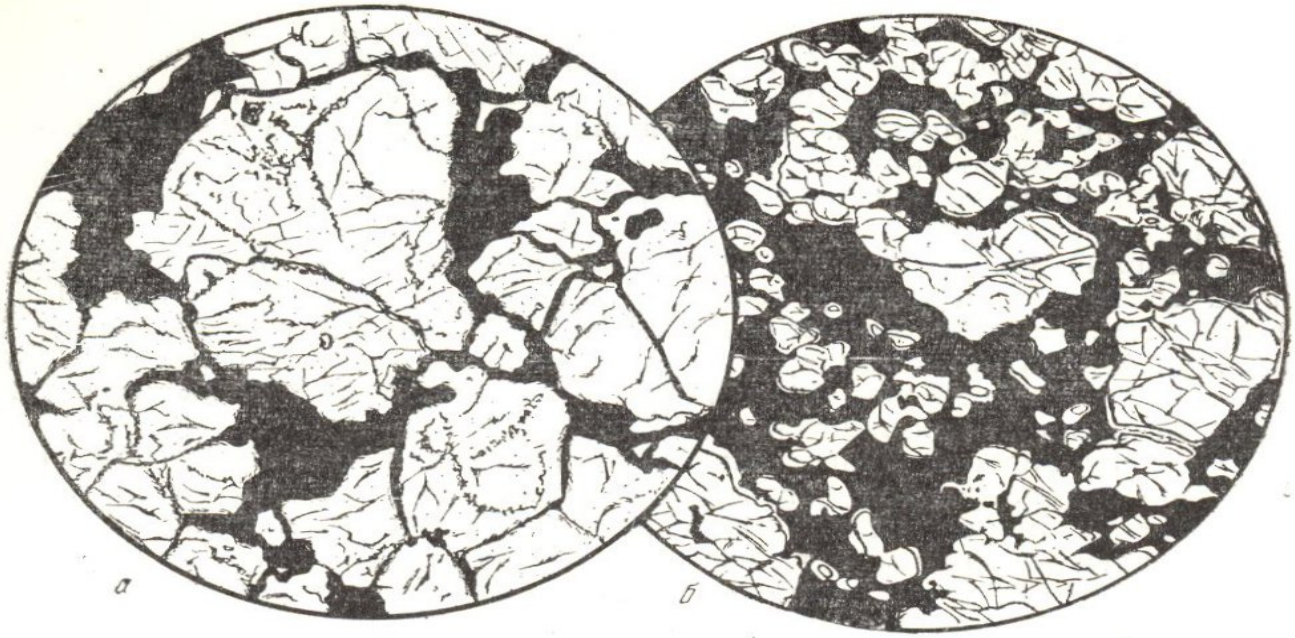
Фиг. 100.

а. Дунит. Соловьева гора Н.-Тагильский район, Урал (с глубины 500 м).

Мономинеральная порода, состоящая из одного оливина. Типичная панидиоморфнозернистая структура; $d = 4{,}7$ мм

б. Кристалл яркозеленого уваровита, нарастающий на кристалл оливина в миаролитовой пустоте в дунитах Соловьевой горы, Урал.

Оливин сильно серпентинизирован; миаролитовая пустота также заполнена серпентином, частично замещающими уваровит; $d = 5{,}6$ мм



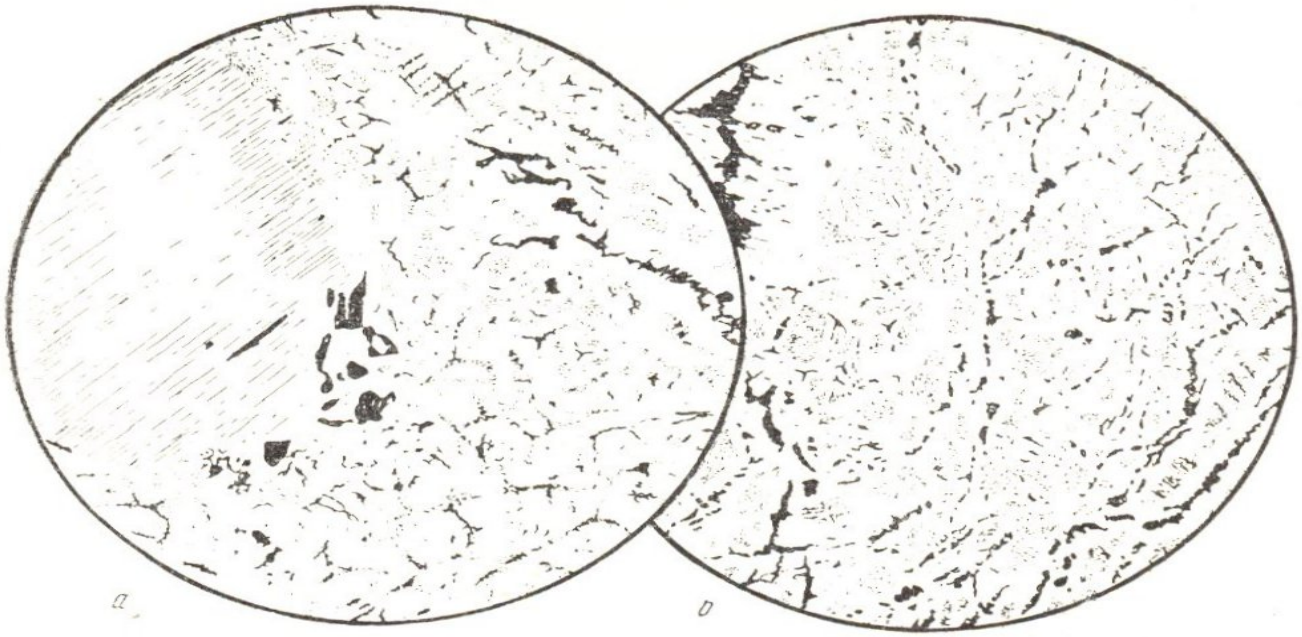
Фиг. 101.

а. Магнетитовый оливинит. Павдинский район, Северный Урал.

Типичная сидеронитовая структура. Титаномагнетит как бы цементирует зерно оливина; $d = 4{,}7$ мм По Дюпарку и Гроссэ, 1916.

б. То же. Исовский район, Урал.

$d = 5{,}3$ мм. По Высоцкому, 1913



Фиг. 102.

а. Апоперидотитовый змеевик (серпентинит). Лизард, Корнуэлл, Англия.

Слева псевдоморфоза из бастита по крупному зерну энстатита. Справа масса из серпентина и вторичного магнетита с петельчатой структурой; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

б. Аподунитовый змеевик (серпентинит). Оттуда же.

Серпентин и вторичный магнетит. Типичная петельчатая структура; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

оливина или заключен в них. Как примеси в свежих дунитах местами встречаются моноклинный и ромбический пироксены. Очень интересно нахождение в уральских дунитах, обыкновенно около хромитовых шлиров с содержанием платины, миаролитовых пустот, на стенках которых наросли хорошие кристаллы уваровита (хромовый гранат) и хромдиопсида. Полости пустот заполнены аморфным серпентином (см. фиг. 100*б*).

В свежих сидеронитовых дунитах (магнетитовых оливинитах) структура похожа на структуру косьвитов. На Урале такие оливиниты иногда встречаются в виде жилообразных тел в обыкновенных дунитах.

При серпентинизации дунит теряет свой вид, делается на глаз более плотным и обыкновенно более темным и зеленым. Удельный вес его при серпентинизации понижается от 3,3 до 2,6.

Серпентинизация дунита, как сказано, не является процессом выветривания его на земной поверхности. При поверхностном выветривании оливиновых пород, вследствие окисления, выделяются окислы железа, окрашивающие породу в ржаво-бурый цвет. Такие корки выветривания очень характерны для дунита в большинстве его месторождений.

Однако замечательным обстоятельством является то, что с глубиной серпентинизация исчезает и на глубине мы встречаем «свежий» неизмененный дунит. Такая смена обнаружена была глубокими скважинами в Нижне-Тагильском массиве на Урале (Соловьева гора). При этом интересно здесь отметить, что при проведении глубокой скважины в массиве Соловьевой горы, обнаружившей на глубине несерпентинизированный дунит (см. фиг. 100*а*), в дуните была встречена полость, содержавшая сильно сжатый газ — водород (А. Н. Заварицкий, 1925).

Несерпентинизированные дуниты встречаются также в тех случаях, когда они вскрыты глубокой эрозией. Можно думать, что исчезновение серпентинизации с глубиной зависит от того, что этому процессу на большой глубине препятствует возрастающее давление, так как серпентинизация связана с расширением объема.

При развитой серпентинизации оливин дунитов и оливинитов сохраняется только в виде остатков в петлях серпентиновой массы и далее исчезает совсем. Дуниты или другие оливиновые породы превращаются в змеевик (серпентинит).

Серпентин кристаллизуется, как известно, в двух видах: в виде волокнистого хризотила и пластинчатого антигорита. По-видимому, образование последнего требует повышенного давления. В зависимости от преобладания того или другого вида получаются различные змеевики.

По структуре различают несколько типов змеевика. Петельчатая структура получается там, где серпентинизация начинается по неправильным трещинам, разбивающим зерна оливина и образующим как бы сетку, в ячейках которой часто сохраняется еще оливин в виде остатков. Одинаково ориентированные остатки одного зерна разделяются змеевиковыми жилочками, возникшими по трещинам. Даже когда оливин совсем исчезает, замещаясь серпентином, ячейки первоначально возникающей сетки часто хорошо видны благодаря отложению магнетита при серпентинизации. Эта структура является наиболее распространенной в хризотиловых змеевиках. Решетчатая структура характеризуется правильными и прямолинейными очертаниями первоначальных трещин, пересекающих под углом около 90° или около 60°. Высказывалось предположение, что такие змеевики образуются из пироксеновых или роговообманковых пород. В некоторых случаях это возможно, но все же обыкновенным является происхождение их из оливиновых пород.

Антигоритовые змеевики характеризуются пластинчатой структурой и более ясными кристаллобластическими взаимными отношениями пластинок антигорита, свойственными метаморфическим горным породам.

От обыкновенных дунитов существенно отличается гортонолитовый дунит, состоящий из сильно железистого оливина — гортонолита, в котором отношение FeO : MgO — около 1 вместо 0,1—0,15, как в обычном оливине. Эта редкая порода встречена в виде трубообразных тел среди обыкновенного дунита, образующего залежи в нижних частях Бушвельдского плутонического комплекса в Южной Африке (Вагнер и Меллор, 1925). Здесь гортонолитовый дунит содержит также платину. Гортонолитовый дунит представляется тяжелой буро-черной крупнозернистой горной породой с жирно-стеклянным блеском в изломах зерен гортонолита. Как примесь к гортонолиту, в количестве нескольких процентов в нем встречаются диопсид и роговая обманка, хромит, магнетит, апатит. Гортонолитовый дунит не подвергается серпентинизации. При выветривании на его кусках образуются пленки окислов железа.

ЖИЛЬНЫЕ И ЭФФУЗИВНЫЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПОРОДЫ

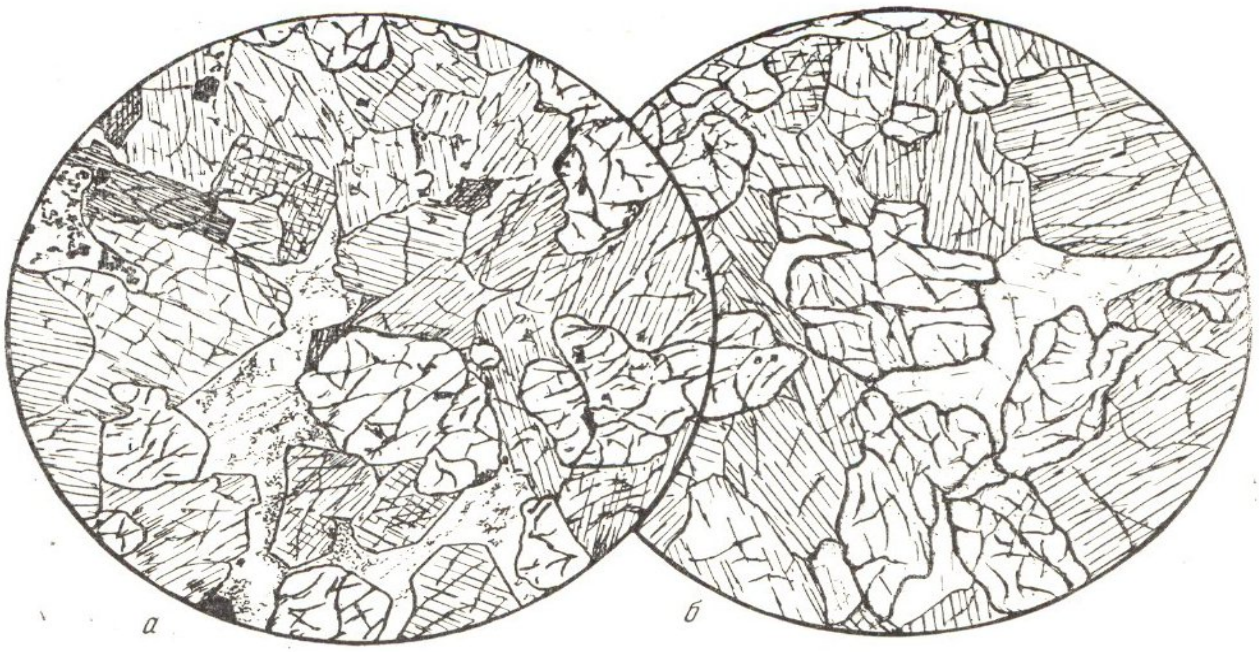
Бесполевошпатовые ультраосновные горные породы иногда встречаются в виде небольших интрузивных масс, и некоторые авторы (например, Хач, 1926) вообще помещают их в группу пород гипабиссальных. Однако их нахождение в связи с габбро в больших глубинных интрузивных массивах является более характерным. В этих условиях можно встретить иногда проникновение одной из горных пород в другую в виде жил, являющихся также апофизами от более значительных масс или даже вне связи с ними. Так, на Северном Урале (Падалка, 1937) описаны жилы сидеронитового дунита в пироксените и, наоборот, жилы верлита в дуните. Напомним также о жилах бесполевошпатовых иситов, которые можно рассматривать как разновидность горнблендитов в дуните.

Типичной гипабиссальной горной породой рассматриваемой группы являются п и к р и т ы (фиг. 103); геологически они связаны с диабазами и иногда с тешенитами (см. ниже).

Это породы, состоящие из буроватого базальтического авгита или зеленоватого хром-диопсида и оливина. Обыкновенно примесью являются рудные минералы, немного апатита. Далее попадаются роговая обманка, ромбический пироксен, биотит. Довольно характерно иногда присутствие небольшого количества основного плагиоклаза. В некоторых типах присутствует анальцим. Структура зернистая, нередко пойкилитовая, иногда переходит в порфировидную.

Явления разложения подобны тем, что у перидотитов вообще.

К группе основных бесполевошпатовых горных пород относят и содержащие алмазы к и м б е р л и т ы Южной Африки (Вагнер, 1911), заполняющие жерловины. Этим горным породам приписывали состав из оливина, бронзита, зеленого пироксена и слюды с примесью ильменита, хромита, перовскита. Наиболее свежий кимберлит из Претории представляет собой темную тяжелую горную породу, в которой невооруженным глазом виден оливин, являющийся преобладающим минералом. Под микроскопом его многочисленные фенокристаллы вместе с зернами ильменита и отдельными таблицами флогопита заключены в основной массе, существенно состоящей из серпентина и кальция; примеси — магнетит, апатит и пикотит, в незначительном количестве, как случайный,— перовскит. «Синяя земля» (blue ground), из которой добываются алмазы,



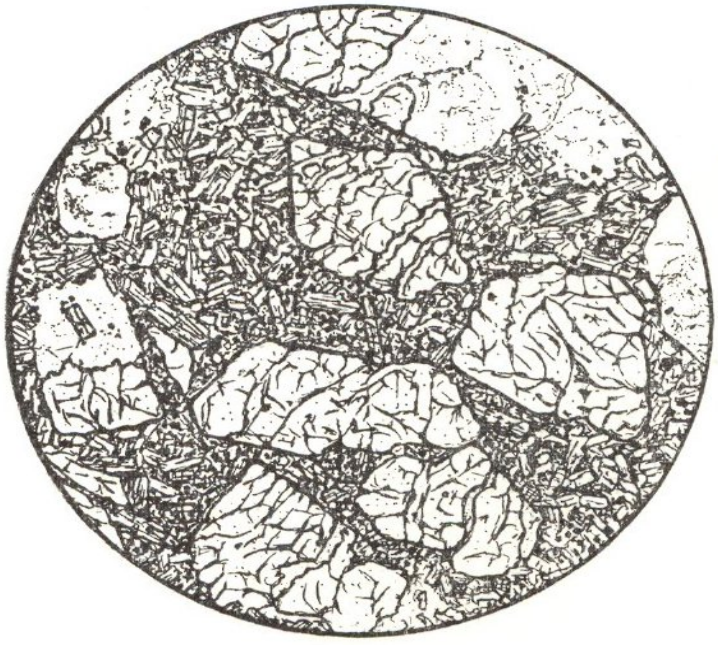
Фиг. 103.

а. Пикрит. Бердяуш, Урал.

Моноклинный пироксен, оливин и немного основного плагиоклаза в резко ксеноморфных ернах: $d = 3{,}5$ мм.

б. Энстатитовый пикрит. Лохинвер, северо-западная Шотландия.

Энстатит, оливин и плагиоклаз в единичных, резко ксеноморфных зернах; d около 4 мм.



Фиг. 104. Меймечит. Река Меймеча, Сибирь.

Порфировая структура. В порфировых выделениях — оливин, частично серпентинизированный. Основная масса состоит из пироксена, магнетита и небольшого количества стекла; $d = 4{,}0$ мм.

представляет собой частью разложенный кимберлит, частью соответствующие ему по составу горные породы туфовой и брекчиевой структуры.

Наиболее крупные жерловины кимберлитов достигают километра в поперечнике, всегда уменьшаясь с глубиной. Между отдельными жерловинами, или диатремами, существует на глубине связь в виде дайк, на которых они сидят и раздувы которых они представляют. Это обнаружено в нескольких случаях горными работами.

Кимберлит в сущности встречается как обломки, слагающие брекчию вместе с отличающимися от него другими типами горных пород, заключенных в змеевиковой массе, сильно карбонатизированной. Несомненно, что оливин, давший начало серпентину, составляет главную массу породы. Но она отнюдь не является перидотитом в строгом смысле слова. Таким образом, кимберлиты, а также отчасти и пикриты можно относить к ультраосновным породам только с натяжкой. В этих горных породах и химический анализ и присутствие таких постоянных примесей, как полевой шпат (в пикритах) или слюда (в кимберлитах), указывают на содержание глинозема, извести и щелочей более высокое, чем в большинстве глубинных представителей ультраосновных бесполевошпатовых пород. Кимберлиты обладают явно несколько щелочным характером (наличие слюды). Из глубинных ультраосновных пород такими являются слюдяные перидотиты. Некоторые авторы, изучавшие кимберлиты, считают, что эти горные породы могли быть в свежем виде близкими к мелилитовым базальтам. Таким образом, они являются крайними представителями базальтоидных пород, и при рассмотрении последних мы еще раз к ним вернемся.

Явно принадлежащими к группе бесполевошпатовых ультраосновных горных пород надо считать м е й м е ч и т (фиг. 104), представляющий полустекловатую фацию дунита и встреченный вместе с пикритами и перидотитами в северо-западной окраине распространения сибирских траппов. Эта горная порода сопровождается также ультраосновными горными породами щелочного характера.

Меймечит состоит из крупных вкрапленников (2—15 мм) оливина и черного стекла, в котором наблюдаются мелкие круглые миндалины, выполненные или карбонатом, или серпентином. Распределение фенокристаллов оливина неравномерное, полосами мощностью от 5 см до 1 м и больше. Оливин фенокристаллов частью серпентинизирован. Иногда в стекловатой основной массе появляются микролиты фиолетового титанистого авгита. К краям массы меймечита вкрапленники исчезают. Общая мощность залежи меймечита оценивается несколько более 500 м.

НАХОЖДЕНИЕ БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Разные бесполевошпатовые изверженные горные породы встречаются обыкновенно совместно. При этом решительно преобладающими являются оливиновые породы — перидотиты и дуниты или происшедшие из них змеевики. Поэтому мы будем говорить прежде всего о геологических формах нахождения оливиновых пород.

Очень характерны случаи нахождения этих горных пород в очевидной связи с габбровыми породами. Прежде всего надо упомянуть о довольно частом явлении нахождения так называемых оливиновых бомб в базальтах. Они представляют собой небольшие куски, угловатые или округлые, сложенные зернами оливина и по составу отвечающие дунитам или оливинитам. Такие бомбы или встречаются как включения в базальтах, или попадаются среди пирокластических выбросов из вулканов, извергающих

базальтовые, реже андезитовые лавы. Среди этих выбросов встречаются также куски перидотитов, пироксенитов и горнблендитов. Такие выбросы можно указать на ряде вулканов, например на Аваче (Камчатка), где они нередко попадаются на гребне соммы этого вулкана. Мы упоминаем об этих оливиновых и других бомбах потому, что они ясно показывают, что такие минеральные агрегаты образовались из магмы этих вулканов, очевидно представляя собой выброшенные обломки продуктов ранней кристаллизации.

Как уже говорилось, в виде вулканических пород, застывших из изверженной на поверхность жидкой магмы, типичные оливиновые и другие мономинеральные бесполевошпатовые породы, так же как анортозиты, практически не встречаются, хотя мы видели базальты, очень обогащенные оливином (до 35% оливина в виде фенокристаллов в океаните и почти 50% в пикрит-базальте) или пироксеном (до 50% авгита и 20% оливина в анкарамите). В некоторых интрузивных залежах базальтов и долеритов оливин в большом количестве накапливается в нижней части у дна залежи.

В глубинных изверженных габбровых породах мы видели тенденцию к дифференциации и обособлению меланократовых и лейкократовых частей обыкновенно в виде полос или слоев. В некоторых месторождениях, из числа которых большую известность получили габбро о-ва Рам в Шотландии (Харкер, 1908), обособление таких полос принимает вид перепластывания прослоев габбрового и перидотитового состава.

Значительная масса оливиновых пород, перидотитов и пироксенитов встречается в связи с габбровыми породами в ассоциациях различного типа, из которых упомянем главнейшие примеры.

Классическим типом массивов дунита являются дунитовые массивы платиноносной формации Урала (Левинсон-Лессинг, 1900; Дюпарк и Пирс, 1902—1905; Высоцкий, 1913; Падалка, 1937). Здесь массы дунитов располагаются у западной окраины обширной зоны габбровых пород, протягивающейся на 600 км вдоль Среднего и Северного Урала. Каждый массив дунита окружен более или менее широкой оболочкой пироксенитов, состоящих почти исключительно из моноклинного пироксена с примесью магнетита и переходящих в перидотиты. В некоторых случаях, где, видимо, размыв не достиг дунитового ядра, среди габбро мы видим только массивы пироксенитов.

Дунитовые массы застыли явно раньше габбро, так как они огибаются полосчатостью этих горных пород, играя роль твердых массивов, и пересекаются свитой жильных пород, связанных с габбро. Пироксенитовые зоны вокруг дунитов напоминают в грандиозном размере те соотношения, которые обнаруживают эти минералы в габбро, где иногда отдельные зерна оливина окружаются корочками пироксена. Это дает основание для догадки, что пироксениты могли возникнуть вокруг дунитовых массивов при воздействии на дунит еще не застывшей габбровой магмы. Важно заметить, что иногда пироксениты проникают, точно апофизы, в дуниты тонкими жилками по направлениям, совпадающим с отдельностью в дунитах. Очень характерна свита жильных пород, пересекающих дуниты. Мы рассмотрим ее в дальнейшем, а сейчас только заметим, что эти жильные породы отсутствуют в наиболее глубоко размытом Нижне-Тагильском дунитовом массиве,— видимо они были приурочены к верхним его частям.

Если сравнить объемы габбровых пород (среди которых заключены дунитовые массивы) и самих этих массивов, то станет ясно, что оливиновые породы составляют незначительную часть габбровых пород. Последние, как уже сказано, сопровождаются и более кислыми изверже-

ными горными породами, залегающими по восточной окраине габбровой зоны.

Несколько другие отношения между горными породами мы имеем в дунитовых массивах Полярного Урала (А. Н. Заварицкий, 1932). Здесь дуниты представляют фацию саксонитов, содержащих большее или меньшее количество энстатита. Иногда породы ясно полосчаты — они состоят из чередующихся дунитов и саксонитовых прослойков. Пироксенитовая кайма вокруг массивов отсутствует, хотя пироксениты местами появляются на их окраине. Интересно, что здесь также пироксениты встречаются в виде тонких жилок в оливиновых породах. Жильная свита, характерная для многих дунитовых массивов платиноносного комплекса Среднего Урала, здесь слабо представлена. Габбровые породы имеют небольшое развитие. Сходные черты с этими массивами имеет и массив Крака в Южном Урале (Кузнецов и Лучицкий, 1936; Соколов, 1936).

С уральской платиноносной габбро-перидотитовой формацией сходны подобные же образования в других частях земного шара: довольно похож на нее комплекс горных пород к северу от оз. Севан в Армении (Паффенгольц, 1934); сходные отношения пород имеются в Сьерра-Ронда в Испании (Оруэта и Рубино, 1926), Тьюламин в Канаде (Камселл, 1913) и др.

В отличающихся от них соотношениях габбровые и бесполевошпатовые породы находятся в знаменитом Бушвельдском платиноносном комплексе в Южной Африке (Холл, 1932). Как указывалось, в Бушвельдском массиве различаются такие части: вверху — составляющие кровлю норитовой массы красные граниты; далее — главная масса лополита, состоящая из однородного норита, и, наконец, нижняя треть норитовой толщи, представляющая сильно дифференцированную серию горных пород от анортозитов до перидотитов. В этой серии залегают дуниты как составные ее части. Кроме нормальных дунитов, здесь встречен гортонолитовый дунит, залегающий несогласно в виде пересекающих нормальный дунит цилиндрических и более неправильных тел.

Но кроме нахождения ультраосновных пород в явной ассоциации обыкновенно с преобладающими габбровыми и норитовыми породами, как это мы имеем в платиноносной формации Урала или Трансвааля, во многих горных системах заключаются удлиненные массивы или зоны змеевиков, иногда представляющие цепь разобщенных линзообразных массивов, где змеевики не связаны так тесно с габбровыми породами или, что является более частым, сопровождаются лишь значительным их развитием. Примером такого нахождения змеевиков может служить другая, восточная полоса этих горных пород на Урале (Татаринов, 1940). Отчасти и перидотитовые массивы Полярного Урала, о которых было сказано, сходны с такими змеевиковыми массивами, но не сопровождаются значительными массами габбро.

Из других подобных змеевиковых и перидотитовых масс упомянем прежде всего гору Дун в Новой Зеландии, по имени которой получил свое название дунит. Это массив длиной около 35 км и 5—6 км шириной, сложенный из змеевиков с подчиненными массами дунита и гарцбургита и с небольшими включениями гроссуляр-диопсидовой породы (родингита) (Белл, Кларк, Маршалл, 1911). По простиранию змеевиковый массив залегает согласно с серией сильно смятых сланцев, граувакк и известняков, отделяясь от последних полосой диабаза. Большой змеевиковый пояс Нового Южного Уэльса (Бенсон, 1926) представляет массу оливиновых пород и змеевиков, интрудированных, как полагают, по плоскости сброса. Эта вытянутая масса распадается на ряд отдельных тел с перерывами и тянется на 40 км; мощность ее невелика (до 3—3,5 км); преобладающей

из свежих горных пород является гарцбургит. Огромный змеевиковый пояс протягивается через Гватемалу и идет в Кубу и Порто-Рико (Хесс, 1938_1), где он уходит на юг и далее соединяется со змеевиковым поясом Венесуэлы и Колумбии. На Кубе огромная сплошная масса перидотита занимает площадь около 5000 кв. миль (Хесс, 1938_2). Подобные же огромные массы известны в Новой Каледонии (Лакруа, 1911_1).

Змеевиковые массивы многих горных областей заключены среди зеленокаменных пород и зеленых сланцев, представляющих собой метаморфические породы габбро-базальтового состава, в толщи которых и внедрялась перидотитовая магма. Такие базальтовые извержения и следующие за ними перидотитовые интрузии возникали в ранней стадии развития геосинклиналей и создававшихся на их месте гор. В целом все эти горные породы иногда называются офиолитами в широком смысле этого слова. Они, как правило, были захвачены динамометаморфизмом, и интрузии гранитов и гранодиоритов следовали вместе с горообразованием после этих проявлений магматической деятельности, создавшей горные породы основного состава, которые мы находим в зеленокаменных зонах горных цепей.

Таким образом, мы имеем два основных типа проявления больших перидотитовых масс: тип обособлений среди тесно связанных с ними габбровых и норитовых горных пород и тип, определяемый так же, как офиолитовая формация в широком смысле слова, в котором такая связь с габбровыми породами отсутствует.

Упоминавшееся отсутствие изверженных горных пород, которые мы могли бы считать настоящими эффузивными аналогами оливиновых пород, перидотитов и пироксенитов, а также тесная связь бесполевошпатовых пород во многих их месторождениях с породами габбровыми послужили основанием для гипотезы, что эти горные породы, подобно анортозитам, образовались путем аккумуляции кристаллов, в данном случае оливина и пироксена, выпадающих из габбро-базальтовой магмы. Такого рода накопление оливина и пироксена в некоторых типах базальта мы уже видели раньше. Высказывалось даже мнение, что собственно дунитовой или даже вообще перидотитовой магмы как жидкого расплава не существует. Однако против этого говорят случаи нахождения перидотитов и дунитов, не сопровождаемых значительной массой габбро, существование краевых частей у некоторых перидотитовых интрузий, указывающих на более быстрое охлаждение, нахождение миаролитовых пустот в дунитах, указывающее на присутствие растворенных газов, своеобразная ассоциация редких элементов (хромит и платина) в дунитах и, наконец, находка таких стекловатых фаций дунитовой и кимберлитовой магмы, какими являются меймечиты. Довольно правдоподобной кажется гипотеза возникновения дунитовой магмы путем переплавления аккумуляций оливина в нижних частях магматических бассейнов. Наконец, некоторые авторы допускают возможность самостоятельной интрузии оливиновой магмы из глубокой оболочки земного шара.

Чрезвычайное распространение серпентинизации оливиновых горных пород указывает на большую роль воды, которую, как уже упоминалось, считают водой магматического происхождения. Поэтому оливиновую (дунитовую) магму нельзя считать простым расплавом оливина. На это с очевидностью указывает и состав меймечитов, содержащих значительное количество связанной воды (8—10%).

Пироксениты и горнблендиты или встречаются в связи с перидотитами в условиях, похожих на те, которые мы указывали в уральских массивах, или же они представляют голомеланократовую фацию горных пород,

содержащих полевые шпаты и иногда фельдшпатиды. В зависимости от тех горных пород, с которыми пироксениты и горнблендиты (перкниты) связаны, они обнаруживают некоторые отличительные особенности, о которых уже упоминалось, и можно различить перкниты известково-щелочного ряда и щелочного. Уральские и ряд других пироксенитов Советского Союза — типичные известково-щелочные; щелочные пироксениты имеются на Кольском полуострове (Куплетский, 1938) и в Туркестане (Николаев, 1935). Как голомеланократовая фация эссекситов пироксениты известны в окрестностях Осло в Норвегии (Брёггер, 1894_2), в Тироле (Брёггер, 1895), в Квебеке (ямаскиты) и Онтарио в Канаде (Г. Юнг, 1906; О'Нейль, 1914; Банкрофт и Ховард, 1923) и др. Из пироксенитов, состоящих из ромбического пироксена, заслуживают особого внимания бронзититы, входящие в состав Бушвельдского комплекса (Холл, 1932).

Среди горнблендитов также можно различать эти два типа — щелочноземельный и щелочной, и в обоих случаях иногда имеются переходы к соответствующим пироксенитам. Важно отметить, что некоторые горнблендиты по химическому составу одинаковы с породами, содержащими полевые шпаты, более обычными среди изверженных горных пород, и являются гетероморфными по отношению к ним. Горнблендиты нельзя поэтому без оговорок считать такими же мономинеральными горными породами, как оливиниты и пироксениты. Способ их образования, кроме того, требует участия летучих компонентов магмы (минерализаторов).

Если мы обратимся к распространению оливиновых пород, перидотитов и дунитов, на какой-нибудь широкой территории земного шара, то мы в большинстве случаев можем отнести их по условиям нахождения к тому или другому типу, примеры которых были даны выше, именно: во-первых, находящимся в тесной связи с габбро или, во-вторых, более или менее самостоятельным. На территории СССР первое место по распространению оливиновых пород принадлежит Уралу, где мы видели и тот и другой способ их нахождения.

На Украине (Лучицкий и Лебедев, 1934) ультраосновные бесполевошпатовые горные породы встречаются в связи с габбровыми породами в юго-восточной ее части. Присутствуют пироксениты и перидотиты, а также происшедшие из них змеевики. Бесполевошпатовые породы переходами связаны с габбро.

На Кольском полуострове хорошо известны ультраосновные горные породы Монча, Чуна и Волчьей тундр (Куплетский, 1935; Воробьева, 1935), где они связаны с габбровыми породами. Имеются и другие выходы. Описаны также пикриты, пересекающие жилами древние породы. Мы уже упоминали о пироксенитах щелочного ряда около Африканды (Куплетский, 1938), где они образуют довольно значительное тело с апофизами в окружающие гнейсы. В более мелкозернистых пироксенитах встречаются прожилки и прослои более крупнозернистой пегматоидной разновидности с биотитом, местами с амфиболом, титанитом и кальцитом. В них встречаются включения оливиновой породы с рудными минералами и кнопитом, а также мелилитово-оливиновой породы. Все эти горные породы пересекаются жилами нефелиново-сиенитового пегматита.

На Кавказе изучены и более других известны две полосы змеевиков, перидотитов и дунитов: с одной стороны, на Северном Кавказе — бассейн р. Лабы и др. (Сердюченко, 1949), и с другой стороны, в Закавказье — пояс, проходящий по северному берегу озера Севан (Паффенгольц, 1934).

В связи с габбро небольшое развитие бесполевошпатовых пород указывается в Султан-Уиз-Даге (Кузнецов и Лучицкий, 1936; Пэк и Чураков, 1936).

Таблица 18

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
SiO_2	40,49	34,25	45,07	40,65	40,91	33,94	46,93	42,80	41,30	34,73	35,38	46,5
TiO_2	0,02	0,05	0,64	0,11	0,65	4,95	0,97	1,62	0,81	1,62	1,41	0,5
Al_2O_3	0,86	1,45	5,75	1,25	5,00	10,28	6,37	10,55	9,43	2,88	2,73	15,6
Fe_2O_3	2,84	2,90	3,43	2,53	4,64	4,59	4,08	6,62	5,30	6,10	6,91**	4,2
FeO	5,54	35,55	9,53	6,15	7,97	11,12	10,85	9,16	8,86	3,13	6,06	7,6
MnO	0,16	0,40	0,26	0,18	0,07	0,16	0,20	0,24	0,29	—	—	—
MgO	46,32	22,00	22,88	42,36	30,82	20,45	12,13	12,48	19,94	31,41	31,82	10,5
CaO	0,70	2,35	7,48	1,29	4,41	5,35	16,03	11,67	8,01	5,79	5,99	12,3
Na_2O	0,10	0,20	1,14	0,29	0,58	0,48	0,82	1,89	1,20	0,33	0,27	2,3
K_2O	0,04	—	0,57	0,13	0,36	4,90	0,49	1,00	0,39	1,17	0,09	0,5
H_2O	2,88	0,55	3,10	5,02	4,56	2,96	1,01	1,73	4,27	9,20	9,06	—
P_2O_5	0,05	—	0,15	0,04	0,03	0,82	0,12	0,24	0,20	3,64*	—	—

I — дунит (Дэли, 1933)
II — гортонолитовый дунит (Вагнер и Мелор 1925)
III — верлит (Дэли, 1933)
IV — гарцбургит (Дэли, 1933)
V — амфиболовый перидотит (Дэли, 1933)
VI — слюдяной перидотит (Дэли, 1933)
VII — диаллагит (Дэли, 1933)
VIII — горнблендит (Дэли, 1933)
IX — пикрит (Дэли, 1933)
X — кимберлит (Дэли, 1933)
XI — меймечит (среднее из 2 анализов) (Котульский и Шейнманн, 1945)
XII — эклогит

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	0,2	0,4	65,1	34,3	9,0	90,5	0,5	100,0
II —	0,4	0,6	65,5	33,5	48,0	49,2	2,8	100,0
III —	2,8	1,9	50,4	44,9	20,9	67,1	12,0	75,0
IV —	0,6	0,3	63,2	35,9	10	88,6	1,4	83,3
V —	1,6	2,0	56,7	39,7	17,3	78,2	4,5	71,5
VI —	7,7	2,6	49,7	40,0	27,5	65,6	6,9	13,3
VII —	2,2	2,8	46,1	48,9	27,3	40,4	32,3	72,2
VIII —	5,4	4,0	43,3	47,3	31,6	46,5	21,9	73,8
IX —	2,9	4,4	48,5	44,2	25,2	65,1	9,7	82,6
X —	2,2	0,6	60,8	36,4	11,9	78,7	9,4	27,8
XI —	0,6	1,2	62,1	36,1	16	75	9	80
XII —	5,7	7,5	34,5	52,3	28	50	22	88

* Включая 1,06% P_2O_5 и 2,58% CO_2.
* Включая Cr_2O_3.

В Средней Азии основные бесполевошпатовые породы мало развиты. Заслуживает быть отмеченным щелочной пироксенит Каинды в Таласском Алатау (Николаев, 1935), представляющий голомеланократовую фацию шонкинита. Змеевиковые массивы Урала продолжаются с перерывами и южнее, примерно до широты Актюбинска, к востоку от которого они пользуются широким распространением. К северу от Урала на Новой Земле известны только пикриты, связанные с диабазами (Куплетский, 1932_1). В Казахстане имеется ряд крупных змеевиковых массивов. Мы их находим к югу от Экибастуза, по Иртышу, к югу от Караганды, в западной части гор Улутау, в хребте Чингиз и др.

В Калбинском хребте (Елисеев, 1938), в Горном Алтае, в Салаирском хребте бесполевошпатовые изверженные породы встречаются вместе с габбро. В такой же связи они находятся в Кузнецком Алатау. Подробно петрографически изучены породы габбро-перидотитовой формации в Енисейской петрографической провинции (Мейстер, 1910), где они довольно разнообразны; в числе прочих здесь описан типичный роговообманковый перидотит (кортландит).

Значительный змеевиковый пояс с перерывами тянется в Саянском хребте (от верховьев р. Чу) и далее до Китойских Альп. Получило известность детально изученное В. Н. Лодочниковым (1936) Ильчирское месторождение в Китойских Альпах. Змеевиковый массив заключен среди осадочных горных пород.

Бесполевошпатовые горные породы указываются далее в Хамардабане (Деньгин, 1932), в Забайкалье (Гаврусевич и Семененко, 1931); они встречены также в Витимском массиве, в Олекминско-Витимском районе, в Анабарском массиве, в ряде мест нашего дальнего северо-востока, на Чукотке; обширные массивы их находятся в Анадырской депрессии, небольшие массы вместе с габбро — на Камчатке.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В табл. 18 приведены средние химические составы главнейших представителей бесполевошпатовых изверженных пород.

Как видно из анализов и особенно из числовых характеристик, эклогит, который формально является бесполевошпатовой породой, не может быть включен в рассматриваемую группу. По составу он приближается к горным породам группы габбро. Уже было указано, что, по всей вероятности, эклогит не изверженная, а метаморфическая горная порода.

В анализах и числовых характеристиках V, VI, VIII, IX, X мы видим заметное содержание щелочей и полевошпатовой извести и, следовательно, заметную величину a и c. Это указывает на содержание алюмосиликатовых составных частей, и такие горные породы могут быть гетероморфными с полевошпатовыми или фельдшпатидовыми горными породами. Они относятся к бесполевошпатовым по минеральному составу и отчасти даже лишь формально.

Типичные бесполевошпатовые горные породы обладают ничтожной величиной a и c, и их числовые характеристики колеблются между предельными 0 : 0 : 50 : 50 для идеальных пироксеновых пород и 0 : 0 : 66,7 : 33,3 для идеальной оливиновой породы; присутствие руд повышает величину b и понижает s. В приведенном анализе гарцбургита (среднее по Дэли) мы, очевидно, имеем много оливина. Диаллагит, естественно, отличается высоким c', а гортонолитовый дунит высоким f'. Для слюдяного перидотита характерна низкая величина n.

Глава VIII

ГРУППА ДИОРИТА — АНДЕЗИТА

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Группа диорита — андезита непосредственно примыкает к рассмотренной группе габбро — базальта. В некоторых случаях горные породы той и другой группы так тесно связаны постепенными переходами, что границу приходится проводить условно. По своей распространенности горные породы группы диорита — андезита несколько уступают габбро-базальтовым, хотя являются относительно довольно широко распространенными. При этом в данной группе мы встречаемся также с резким преобладанием эффузивных представителей над глубинными зернистыми, как это мы видели и в группе габбро — базальта. Как указывалось уже, на долю диоритов приходится около двух процентов (1,8%) всей массы изверженных горных пород, а на долю андезитов и их палеотипных аналогов — 23%. Из этих цифр мы видим, что породы группы диорита — андезита являются довольно обычными изверженными горными породами.

Геологически и петрографически существует непрерывная и тесная связь не только между габбро и диоритами или базальтами и андезитами, но также и между гранитами и диоритами через гранодиориты и кварцевые диориты. Также тесно связаны андезиты, дациты и липариты. Необходимо отметить особенно тесную связь, которая существует во многих районах между андезитами и базальтами — вулканическими породами, имеющими широкое распространение и потому очень важными для геологического строения многих областей.

ДИОРИТЫ

Диориты — горные породы зернистые (изредка порфировидные), как правило, бескварцевые или с небольшим содержанием кварца, состоящие главным образом из среднего плагиоклаза и одного или нескольких цветных минералов, чаще всего обыкновенной роговой обманки, а также иногда пироксена (не щелочного) или биотита.

В типичных диоритах количество цветного минерала, обычно роговой обманки, составляет около 30—35%. Кроме силикатов, они содержат до 5% обычных в изверженных горных породах акцессорных минералов, а амфибол частью заменяется пироксеном или слюдой. Средний состав плагиоклаза типичных диоритов — андезин. Ортоклаз отсутствует или встречается в виде незначительной примеси. Количество кварца в собственно диорите не должно превышать 6%; если его от 6 до 10% — употребляется название кварцсодержащий диорит, а диориты с бо́льшим количеством кварца уже носят название кварцевых диоритов. В кварцевых диоритах примесь ортоклаза не должна превышать одну восьмую;

горные породы с бо́льшим содержанием щелочного полевого шпата относятся уже к гранодиоритам. Уклонение от указанного нормального содержания цветного минерала обозначается приставками к названию диорит: лейкодиоритами называют более светлые породы, а меладиоритами (см. ниже, фиг. 107*а*) — более темные диоритовые породы, чем нормальный диорит.

Состав плагиоклаза в диоритах нередко колеблется от лабрадора до основного олигоклаза и в общем он несколько изменчивый. Почти всегда плагиоклаз диоритов с более или менее резким зональным строением.

Роговая обманка, в шлифе чаще зеленая, реже бурая, принадлежит к виду обыкновенной роговой обманки. Кроме компактной первичной роговой обманки, иногда присутствует более бледно окрашенная волокнистая разновидность, которая замещает первичную роговую обманку или пироксен. Роговая обманка, а иногда и другие цветные минералы нередко встречаются в породе в виде сростков из нескольких зерен. Пироксен — диопсид, иногда авгит, редко гиперстен или бронзит. Диопсид, когда он присутствует, нередко обрастается зеленой роговой обманкой; иногда по своему виду под микроскопом он напоминает диаллаг. Щелочной полевой шпат — ортоклаз, микропертит, микроклин — содержится, как сказано, редко и только в незначительном количестве, а обыкновенно отсутствует вовсе. Акцессорные минералы — апатит, магнетит, реже ильменит, сфен, циркон; как случайные — ортит, гранат, пирит; последний большей частью, вероятно,— результат постмагматических процессов. Вторичными минералами являются хлорит и иногда уралит, серицит, лейкоксен, каолиновые минералы.

Структура диоритов, особенно в более основных разновидностях, отличается от типичной гипидиоморфнозернистой, характерной для гранитов и сиенитов, тем, что плагиоклаз бывает иногда идиоморфнее цветных минералов (см. ниже, фиг. 106*б*), что, в особенности в авгитовых диоритах, придает ей некоторое сходство с диабазовой. Ортоклаз, если он присутствует, находится в промежутке между индивидами плагиоклаза и цветных минералов, реже он образует тонкую кайму вокруг кристаллов плагиоклаза. Кварц всегда ксеноморфен, причем (подобно тому, что имеет место и в гранитах), если его относительно много, он заполняет промежутки между индивидами других компонентов несколькими зернами, если его мало — одним сплошным зерном.

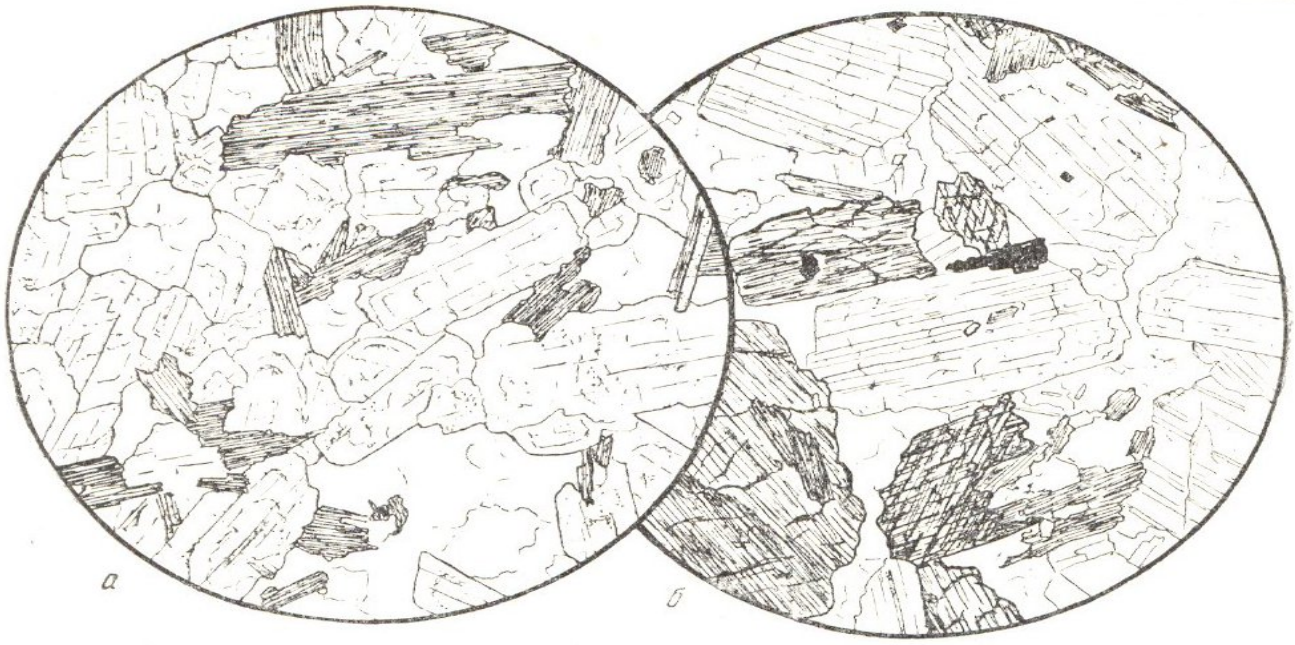
Встречается гнейсовидная текстура как результат движений кристаллизующегося расплава и пьезокристаллизации. Шлиры в диоритах довольно широко распространены. Изредка встречается шаровая текстура, реже миаролитовые текстуры.

У периферии массивов нередко наблюдается уменьшение крупности зерна или появляются порфировидная структура и переходы в микродиориты и диоритовые порфириты. В последнем случае фенокристаллы принадлежат или только плагиоклазу или плагиоклазу и цветным минералам.

Многие петрографы, в том числе Розенбуш (1877), разделяют диориты прежде всего на кварцевые и бескварцевые, а в каждой из этих групп выделяют виды по характеру цветных минералов:

1. Кварцевые диориты разделяют на биотитовые (фиг. 105*а*), биотитово-роговообманковые (фиг. 105*б*), роговообманковые (фиг. 106*а*) или собственно кварцевые диориты, биотитово-гиперстеновые, авгитовые.

2. Бескварцевые диориты или собственно диориты разделяют на: биотитовые, биотитово-гиперстеновые (фиг. 108*а*), рогово-



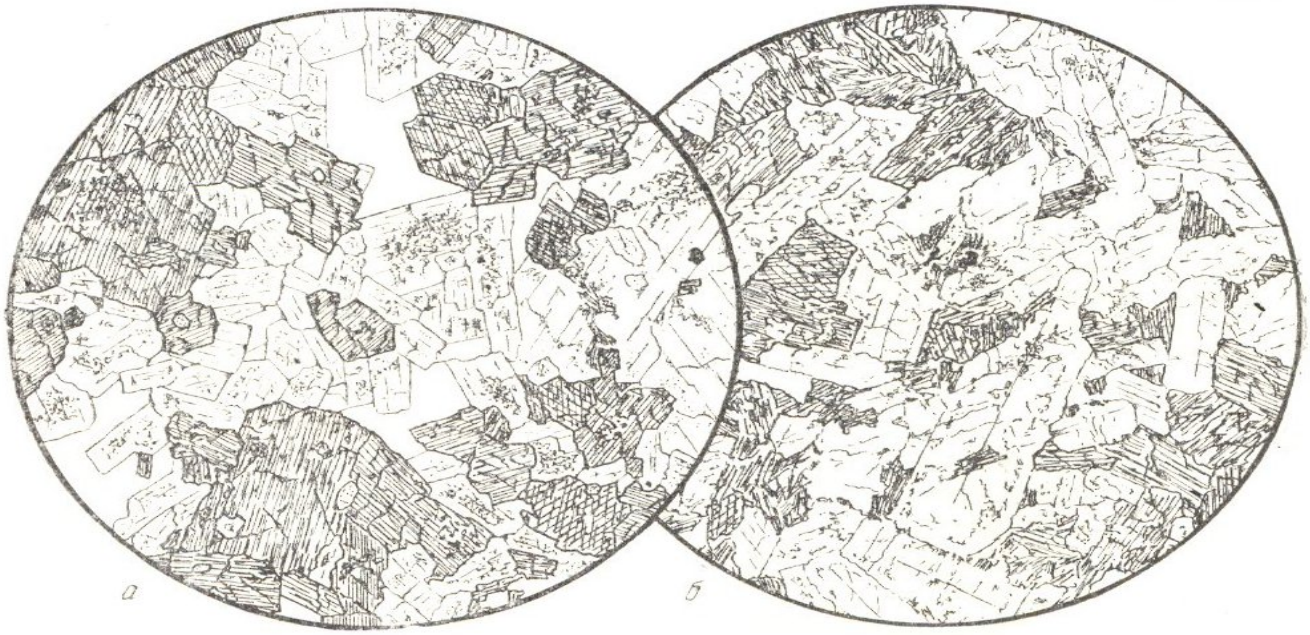
Фиг. 105.

а. Кварцевый диорит, биотитовый. Камчатка (Срединный хребет)

Биотит, плагиоклаз (андезин) с неотчетливым зональным сложением, кварц в резко ксеноморфных зернах, акцессорный апатит (справа). Типичная гипидиоморфнозернистая структура; $d = 3{,}3$ мм.

б. Кварцевый диорит, биотитово-роговообманковый. Рай-Из, Урал.

Зеленая роговая обманка; биотит, таблички которого либо срастаются с зернами роговой обманки внизу справа), либо находятся в последних в виде включений (внизу слева); андезин и акцессорный магнетит, гипидиоморфнозернистая структура; $d = 4{,}4$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1932



Фиг. 106.

а. Кварцевый диорит, роговообманковый (собственно кварцевый диорит), меланократовый. Район Омской ж. д., Западная Сибирь.

Роговая обманка, плагиоклаз, частично серицитизированный в центральной части зерен; кварц в резко ксеноморфных зернах; акцессорные — апатит и магнетит. Типичная гипидиоморфнозернистая структура; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948.

б. Диорит с субофитовой структурой. Гора Куйбас, район горы Магнитной, Урал

Зеленая роговая обманка в ксеноморфных зернах и частично замещенная бледно окрашенным актинолитом; серицитизированный плагиоклаз; $d = 5{,}6$ мм.

обманковые (фиг. 106*б*, 107*а*) (диориты в тесном смысле слова), гиперстеновые (фиг. 108*б*), авгитовые. Вообще самым распространенным цветным минералом в диоритах является роговая обманка, наиболее редким — биотит. Диориты из плагиоклаза и одного только биотита очень редки.

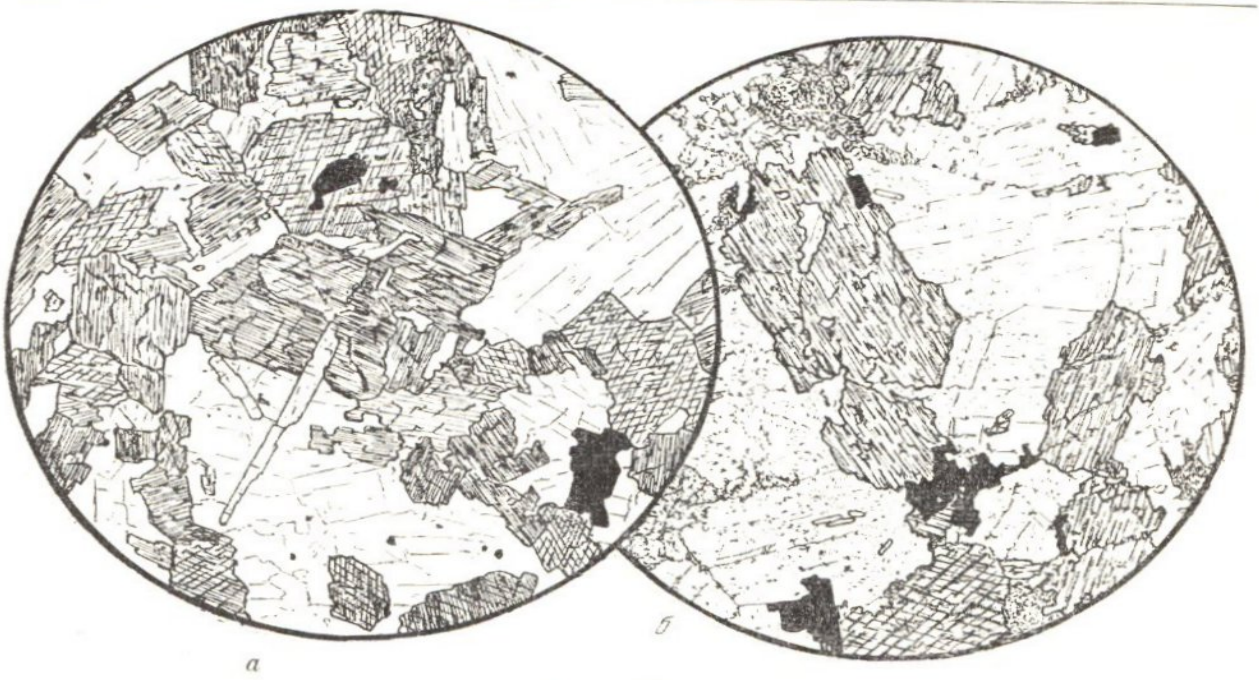
Дальнейшее подразделение диоритовых пород основывается на присутствии или полном отсутствии калиевого полевого шпата, характере подчиненного цветного компонента, сопровождающего главный, и т. д., а кроме того, как сказано, на относительном содержании цветных минералов (меладиориты и лейкодиориты).

В группу кварцевых диоритов, как ее понимает Розенбуш, попадают частью и гранодиориты и плагиограниты. Мы их рассматриваем в гранитовой группе, а к числу кварцевых диоритов относим горные породы с подчиненным количеством кварца (менее 20 %) и со средним плагиоклазом. Некоторые кварцевые диориты и диориты получили особое название; так, например, к числу диоритов, бедных цветными минералами (лейкодиоритов), относится орноит из Швеции (Цедерстрём, 1893). Некоторые авторы включают в группу диоритов те корундово-плагиоклазовые горные породы, в которых плагиоклаз представлен олигоклазом и даже андезином и которые получили название плюмазита. Мы упоминали об этих породах наряду с кыштымитом, с которым они тесно связаны по своему происхождению.

Название «диорит» было предложено Гаюи в начале прошлого века (1822), и содержание этого термина, как и многих других, несколько менялось с развитием петрографии. Это надо иметь в виду при пользовании старой литературой. В домикроскопический период петрографии диориты определялись как горные породы из роговой обманки и полевого шпата в отличие от диабазов из авгита и полевого шпата. Потом было установлено, что полевой шпат в них «олигоклаз» (тогда к олигоклазу причисляли и андезин). Циркель (1894), исследуя диориты под микроскопом, выделял роговообманковые, слюдяные и авгитовые диориты и указывал на характерную структуру и кислый состав плагиоклаза («олигоклаз»). Большинство авторов обращало внимание на то, что главным цветным минералом является роговая обманка. Термин «диорит» стал совсем расплывчатым, когда Розенбуш (1898) стал причислять к диоритам горные породы с основным плагиоклазом вплоть до битовнита. Но по примеру многих петрографов в настоящее время можно считать, как установившееся правило, главным отличием диоритов от габбро состав плагиоклаза. В диоритах плагиоклаз в среднем отвечает андезину, а в габбро он — лабрадор и более основной. Важно и относительное количество цветного минерала, но этот признак мы ставим на втором месте, поскольку, особенно в габбро, отношение плагиоклаза и цветных составных частей иногда сильно колеблется; существенным признаком является еще присутствие в диоритах амфибола взамен пироксена в габбро. Этот признак качественного характера прежде всего бросается в глаза, и потому он был подмечен ранее других.

Раньше в диориты попадали даже также и метаморфические породы, как амфиболиты или вообще уралитизированные зернистые зеленокаменные породы. Сравнительно недавно диоритами называли роговообманковые габбро или пользовались для обозначения этой горной породы термином «габбро-диорит», не считаясь с общим составом и другими признаками данной горной породы.

С другой стороны, некоторые авторы присоединяют к числу диоритов и горные породы с альбитом и притом лейкократовые (альбитовые



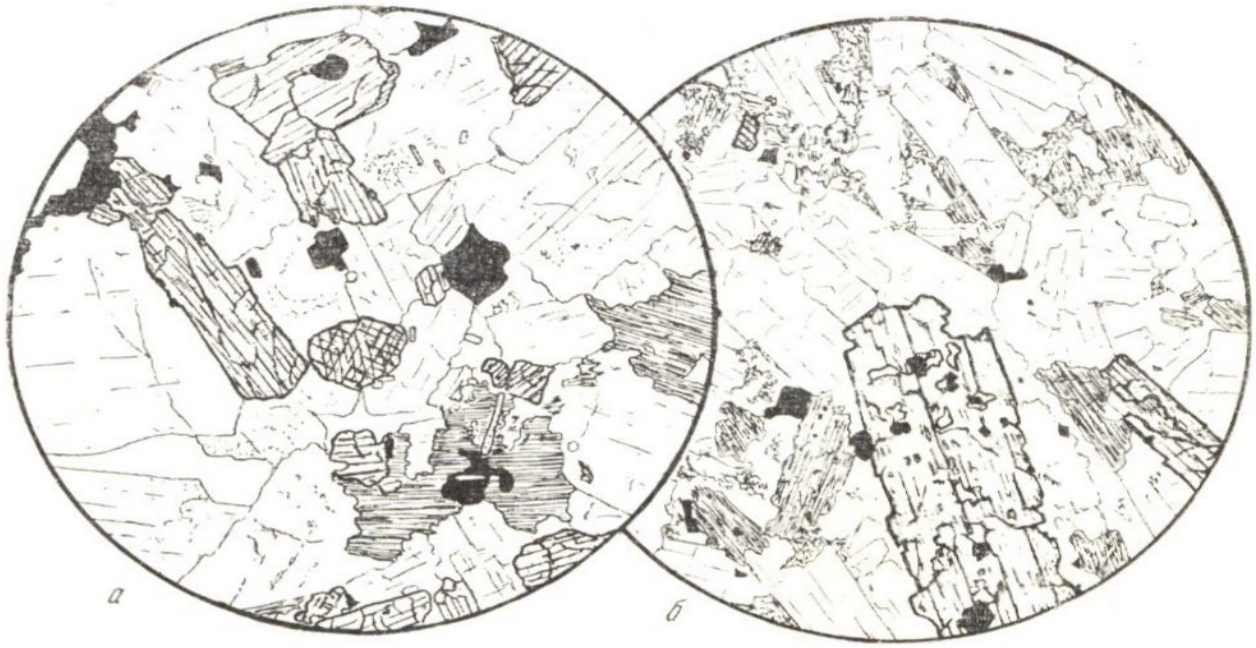
Фиг. 107.

а. Диорит меланократовый (меладиорит). Бердяуш, Урал.

Зеленая роговая обманка, андезин и акцессорные — магнетит и апатит (довольно крупная призмочка; в центре). Призматически-зернистая (диоритовая) структура; $d = 3{,}3$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1937.

б. Альбитизированный диорит. Бердяуш, Урал.

Роговая обманка, частично замещенная актинолитом; плагиоклаз превращен в помутневший альбит; акцессорные — магнетит, апатит и вторичный хлорит (слева вверху); d=3,3 мм. А. Н. Заварицкому, 1937.



Фиг. 108.

а. Биотитово-гиперстеновый диорит. Оденвальд, Германия.

Гиперстен, биотит (внизу справа), андезин в таблитчатых кристаллах и акцессорные — апатит и магнетит. Немного кварца в резко ксеноморфных зернах; $d = 4{,}3$ мм.

б. Гиперстеновый диорит. Хемниц

Гиперстен, большей частью замещенный бледнозеленым волокнистым актинолитом; плагиоклаз и акцессорный магнетит. Единичные чешуйки биотита. Типичная призматически-зернистая структура; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948.

диориты) и даже альбититы, как это делает Джохенсен (1932). Это по существу тоже неправильно, поскольку альбит является щелочным полевым шпатом. Лейкократовые зернистые породы с первичным альбитом должны быть отнесены к натровым сиенитам, если же альбит вторичный и его появление сопровождается развитием метаморфических минералов — это метаморфическая зеленокаменная порода (фиг. 107*б*).

Петрографически, как и геологически, нередко наблюдаются тесная связь и незаметные переходы между гранитами и диоритами через гранодиориты. При этом существует определенная закономерность в соотношениях между составными частями, о которой уже упоминалось в первой части этой книги: при переходе от гранита к диориту одновременно убывает количество щелочного полевого шпата и возрастает основность плагиоклаза, вместе с тем убывает количество кварца. Цветной минерал в граните чаще всего биотит. Он постепенно сменяется роговой обманкой и затем пироксеном. При этих сопряженных изменениях иногда случается, что то в том, то в другом направлении изменения опережают одно другое, например: количество кварца убывает в большей степени, чем относительное количество щелочного полевого шпата, и от гранитов мы переходим к сиенито-диоритам вместо гранодиоритов, или основность плагиоклаза возрастает быстро вместе с значительным убыванием ортоклаза, а кварц убывает медленно, и мы получаем кварцевый диорит и т. д. Таким образом, получается довольно большое разнообразие всех типов, которые связывают между собой граниты и диориты.

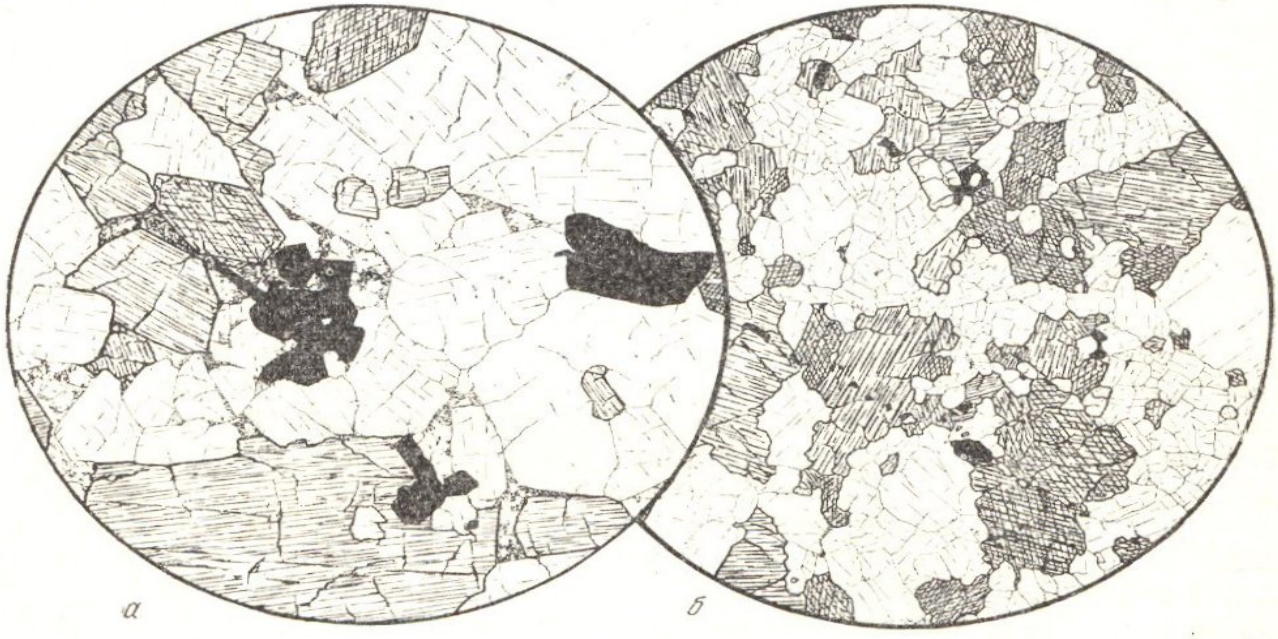
Геологическая связь гранитов, гранодиоритов и диоритов часто настолько тесная, что трудно их разграничить в поле. Пример такой тесной связи мы имеем в Банате, в Югославии, где Котта (1864) давно предложил термин «банатит» в сборном смысле для местных банатских гранитово-диоритовых горных пород. Наиболее обычным типом банатита является авгитовый кварцевый диорит или гранодиорит. Подобные же примеры колебания состава можно привести и из многих других районов.

По отношению к гранитным породам диориты особенно часто встречаются в виде краевой фации. Застывание диорита происходило обычно раньше гранитов, и в некоторых случаях граниты центральных частей интрузивных тел проникают в массу диорита в виде жилок, образуя иногда даже брекчиевидные такситовые гранодиориты. В других случаях, как мы уже говорили, диориты связаны тесными переходами с габбро. При совместном нахождении диоритов и габбро диориты иногда залегают в более верхних частях массива, образуя переходные зоны к более кислым породам; иногда эти породы распределяются так, что габбро образуют периферические части, а диориты — центральные; в других случаях отношения обратные. Иногда диориты появляются как местные фации в гранитных массивах там, где гранитная магма приходила в соприкосновение с известняками.

Детальное изучение взаимных отношений габбро, диоритов и гранитов показало, что во многих случаях диориты возникают как гибридные породы под влиянием воздействия на гранитную магму вещества габбро и других основных горных пород или взаимного действия между габбровой и гранитной магмой. Диоритовые шлиры в гранитах нередко являются остатками измененных, приобретших состав и структуру диоритов, включений основных пород в граните. В этих включениях можно видеть, как пироксен превращается в роговую обманку и иногда далее в слюду; плагиоклаз становится более кислым, часто приобретает при этом зональное строение; между зернами плагиоклаза и роговой обманки появляются,

как бы проникая извне, характерные минералы гранита. Очень часто такие включения богаты акцессорными минералами, особенно апатитом. Подобные превращения описаны во многих местах, в частности у нас на Урале в Бердяушском массиве (А. Н. Заварицкий, 1937).

Нередко ссылаются также, для объяснения появления диоритов в краевых частях гранитных масс, на влияние известковистых пород или известняков. Такое объяснение представляется иногда правдоподобным,



Фиг. 109.

а. Микротинит. Выбросы вулкана Авача, Камчатка.

Типичная среднезернистая разновидность. Зеленая роговая обманка и совершенно свежий (в образце прозрачный) андезин. Несколько зерен магнетита и в промежутках между зернами андезина очень немного стекла; $d = 3{,}3$ мм.

б. Более мелкозернистая разновидность.

Стекло отсутствует, заметное количество акцессорного апатита; $d = 3{,}3$ мм.

например в случае появления диопсидовых диоритов, состоящих из кислого плагиоклаза и диопсида и встреченных, в частности, как краевая фация гранитов около известняков на горе Магнитной (А. Н. Заварицкий, 1922—1927).

Многочисленные случаи появления диоритов в результате гибридизма склоняют некоторых авторов (например, Шэнда, 1927—1947) к объяснению этими процессами образования диоритов вообще или в подавляющем большинстве случаев; но несомненно, что диориты возникают также в результате непосредственной кристаллизации из магмы соответствующего состава. Таковы, например, диориты Анд (андендиориты) третичного возраста (Розенбуш, 1887), которые являются застывшими на глубине порциями магмы, представленными на поверхности андезитами. Такой способ образования диоритов, путем непосредственной кристаллизации из магмы, как бы воочию можно видеть во включениях диоритов, встречающихся в андезитах. Эти породы включений иногда называют «микротинитами» (фиг. 109) от названия «микротин» для стеклянно-прозрачного плагиоклаза современных лав. Микротиниты имеют состав и структуру диоритов, будучи образованы плагиоклазом, часто зо-

нальным, и роговой обманкой, обычно зеленой; акцессорные минералы — магнетит, апатит, иногда сфен. В некоторых случаях между кристаллическими зернами еще сохранилось даже небольшое количество стекла. Такие диоритовые включения нередки в андезитах куполов камчатских вулканов; они встречены на Аваче, Безымянной сопке и др. (А. Н. Заварицкий, 1940$_2$). Распространены в современных вулканах и других стран. На Камчатке плагиоклаз этих пород относительно основной, что находится в соответствии с особенностями этой петрографической провинции. Почти совершенно очевидно, что в таких включениях мы имеем отторженцы от застывших на глубине частей той же магмы, которая образовала экструзию.

Диориты пользуются небольшим распространением и, как правило, связаны с более кислыми гранитами и гранодиоритами, реже с другими горными породами, появляясь как местная фация, но, кроме залегания в виде фаций других горных пород, диорит образует и самостоятельные штоки, жилы, лакколиты и другие интрузивные массы. Это также можно рассматривать как указание на существование особой диоритовой магмы, из которой они произошли.

Когда диориты и граниты образуют вместе сложные штоки и другие интрузивные массы, то в некоторых случаях наблюдаются постепенные переходы от диоритов через гранодиориты до гранитов, например, на горе Куйбасе к северу от горы Магнитной на Урале (А. Н. Заварицкий, 1927), но в других случаях или даже в других местах того же массива такие постепенные переходы отсутствуют; границы между диоритами и гранитами резкие, и при этом можно видеть, что диориты затвердели раньше гранитов, которые, как уже указывалось, проникают в диориты по трещинкам, образуя тонкие жилки, иногда настолько многочисленные, что вся порода принимает вид брекчии. В таких случаях, если диориты образуют краевую зону около гранитов, ясно, что они представляют первую, затвердевшую у стенок магматического тела порцию магмы, а граниты — более позднюю часть ее уже другого состава; но такие отношения вовсе еще не указывают на какую-то совсем особую, более позднюю интрузию гранитов в диориты.

Все разновидности диоритов также часто связаны переходами друг с другом; в краевых частях массивов диориты иногда переходят в микродиориты или диоритовые порфириты, а в некоторых случаях даже в порфириты и андезиты, являясь таким образом как бы явными корнями поверхностных излияний. Таковы, например, упомянутые авгитовые и кварцевые диориты Анд. Наконец, в некоторых случаях в краевых частях диоритовых масс появляются разновидности, очень бедные цветными минералами и обладающие то такой же структурой, как нормальные диориты, то мелкозернистые, аплитовидные или, наоборот, крупнозернистые пегматитоподобные. Указанные изменения состава и структуры диоритов бывают то в виде постепенных переходов от одной разновидности к другой, то в виде резких жил и включений.

Явления вторичных изменений в диоритах состоят в том, что плагиоклаз, разлагаясь, переходит в смесь кальцита, серицита и каолина или в смесь цоизита и кальцита; иногда эпидотизируется. Далее при этих изменениях развиваются лучистая роговая обманка, хлорит, иногда гранат. Биотит, хлоритизируясь, изменяет бурую окраску в зеленую, нередко слоями по спайности; таким образом, строение минерала сохраняется, а преломление и двупреломление становятся ниже. При дальнейшем разложении слюда переходит в псевдоморфозы или в чешуйчатые агрегаты хлорита, или в смесь карбонатов с лимонитом; иногда также появляется

примесь апатита. В некоторых случаях разложение слюды состоит в обесцвечивании с образованием по трещинкам мелких непрозрачных рудных зернышек. Роговая обманка обесцвечивается или бледнеет, тоже часто с отложением рудных зернышек по трещинкам спайности, затем она превращается в волокнистый актинолит и иногда переходит также в хлорит с зернышками и сростками зернышек эпидота; иногда сплошь эпидотизируется. В некоторых случаях вместе с хлоритом появляется бледнозеленый змеевиковый минерал, появляются зернышки лейкоксена, иногда также мелкие кристаллики анатаза. Моноклинный пироксен превращается в уралит, в смесь хлорита с кальцитом или эпидотом или серпентином, ромбический пироксен замещается бледнозеленоватым баститом.

Химический состав диоритов

Для характеристики химического состава диоритов мы ограничимся двумя анализами (табл. 19), представляющими средний химический состав: I — бескварцевого диорита и II — кварцевого диорита (по Дэли, 1933).

Таблица 19

	I	II
SiO_2	56,77	61,59
TiO_2	0,84	0,66
Al_2O_3	16,67	16,21
Fe_2O_3	3,16	2,54
FeO	4,40	3,77
MnO	0,13	0,10
MgO	4,17	2,80
CaO	6,74	5,38
Na_2O	3,39	3,37
K_2O	2,12	2,10
H_2O	1,36	1,22
P_2O_5	0,25	0,26

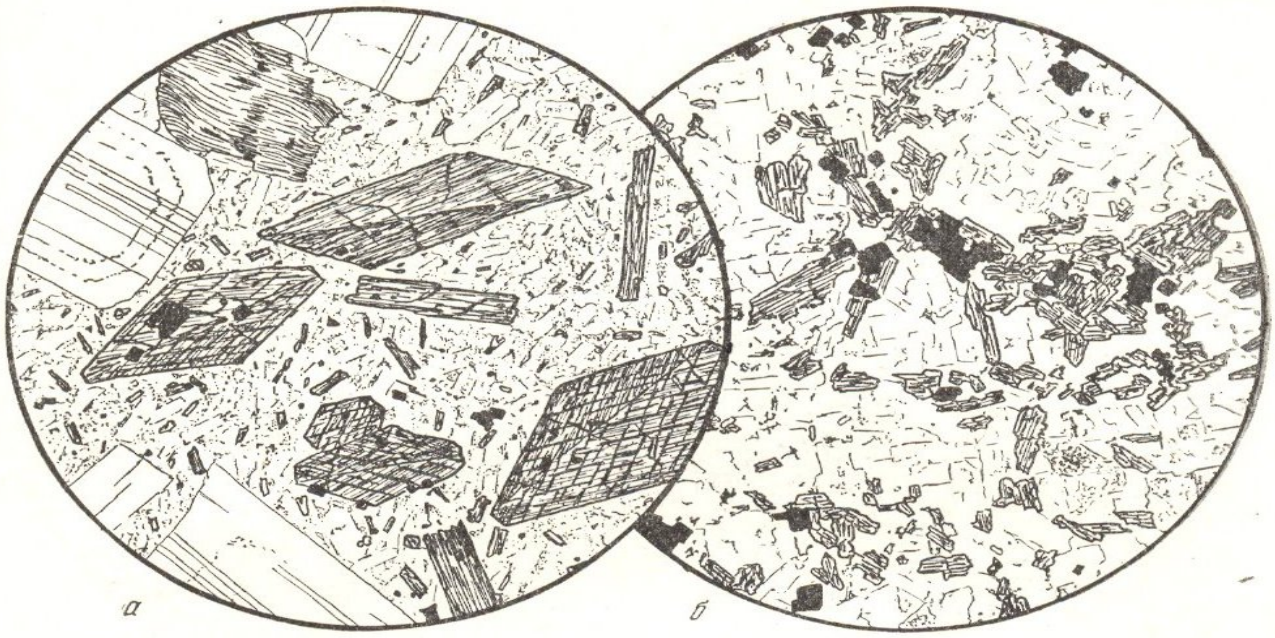
Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	10,7	6,1	16,7	66 5	42,9	43,3	3,8	71,4
II —	10,6	5,7	11,7	72,0	50,6	41,7	7,7	71,1

О границах между диоритами, с одной стороны, и гранитами и гранодиоритами, с другой, по химическому составу будет сказано дальше при рассмотрении гранитов. Мы увидим, что гранодиориты по химическому составу ближе к гранитам, чем к диоритам. Что касается различия в химическом составе диоритов и габбро, то его легко увидеть, сопоставляя приведенный выше состав габбровых пород и их числовые характеристики с составом и числовыми характеристиками диоритов. Но еще раз следует вспомнить, что существуют и переходные типы между этими породами, как вообще среди других горных пород.

ЖИЛЬНЫЕ ДИОРИТОВЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Как вообще во всех группах изверженных горных пород среди жильных диоритовых пород могут быть выделены прежде всего мелкозернистые и микрозернистые или порфировидные фации диоритов, ничем или почти ничем не отличающиеся, кроме своей структуры, от диоритов, слагающих большие массы. Такие горные породы рационально называются микродиоритами и диоритовыми порфиритами (фиг. 110*а*). Это асхистовые жильные горные породы в смысле Розенбуша (1887). Некоторые представители таких диоритовых порфиритов получили особое



Фиг. 110.

а. Диоритовый порфирит. Побережье Дэлбитти, Южная Шотландия.
В порфировых выделениях роговая обманка, биотит (вверху) и зональный плагиоклаз. Полнокристаллическая мелкозернистая основная масса из плагиоклаза, роговой обманки и биотита; *d* около 2—3 мм. По Хачу и др., 1949

б. Малхит. Мелибокус, Оденвальд, Германия.
Роговая обманка, плагиоклаз и довольно много магнетита. Микропризматически-зернистая структура: $d = 1{,}0$ мм. По Джохенсену, 1932

название, как, например, в Восточных Альпах (Штахе и Ион, 1879) ортлерит — зеленокаменного облика, сульденит — андезитовидный с гиалопилитовой основной массой и др.

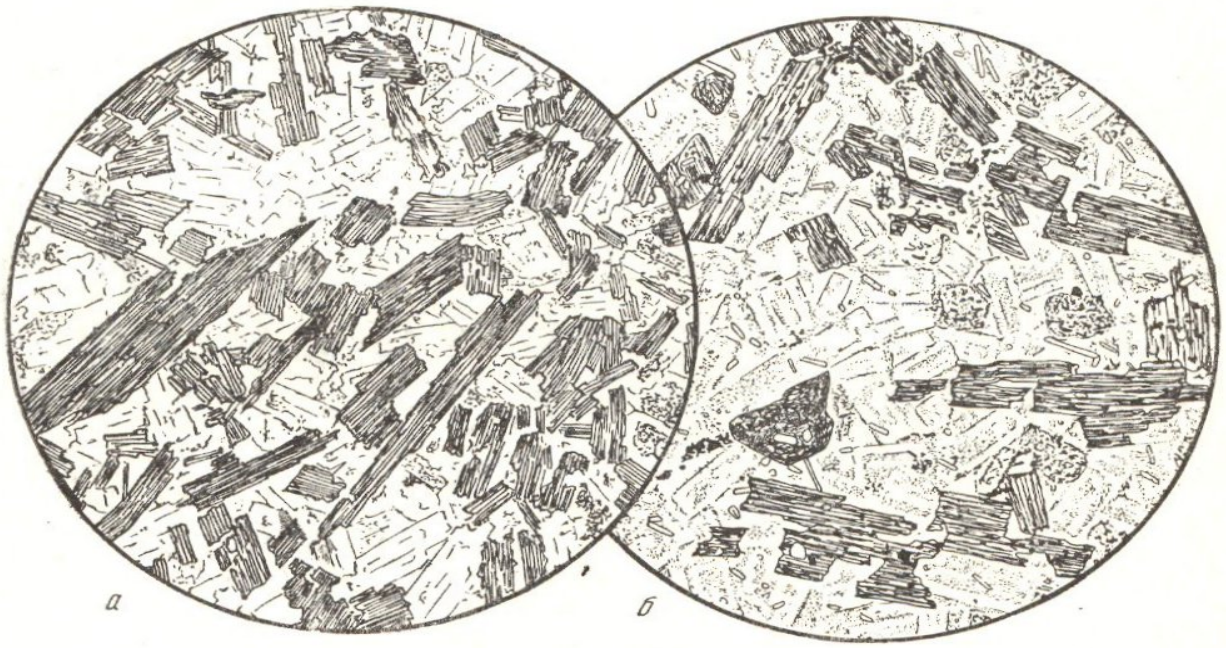
Но в числе жильных горных пород, обладающих минеральным составом диоритов, т. е. образованных существенно из среднего плагиоклаза и роговой обманки, иногда замененной биотитом, мы находим также горные породы, отличающиеся по химическому составу от типичных диоритов и связанные геологически то с более кислыми, то, реже, с более основными горными породами, образующими массивы.

Очень часто эти жильные породы обладают своеобразными чертами минерального состава и структуры. Это те породы, которые относят к диасхистовым породам — лампрофирам или аплитам. В диоритовой группе имеется довольно много таких диасхистовых жильных горных пород.

К числу типичных жильных диоритовых пород относятся мелкозернистые жильные диориты или малхиты (фиг. 110*б*). Озанн (Андреа и

Озанн, 1892) относил их в группу лампрофиров, хотя по составу это скорее тип нормальных диоритовых пород мезократового характера. Малхиты принадлежат к свите жил, сопровождающих известково-щелочные горные породы.

По составу малхиты определяют как тонкозернистые или плотные серовато-зеленоватые, зеленовато-серые или темные зеленоватые породы, существенно состоящие из роговой обманки, в шлифе зеленой, и плагиоклаза (олигоклаза, андезина, реже лабрадора), реже из роговой обманки, биотита и плагиоклаза, причем все эти минералы образуют иногда и порфировые выделения. В основной массе нередко присутствует в незначительном количестве и кварц.



Фиг. 111.

а. Керсантит. Лангеншвальбах, Таунус, Германия.

Многочисленные таблички красновато-коричневого, неравномерно окрашенного биотита; заметно разложенный и неотчетливо зональный плагиоклаз; $d = 2{,}3$ мм.

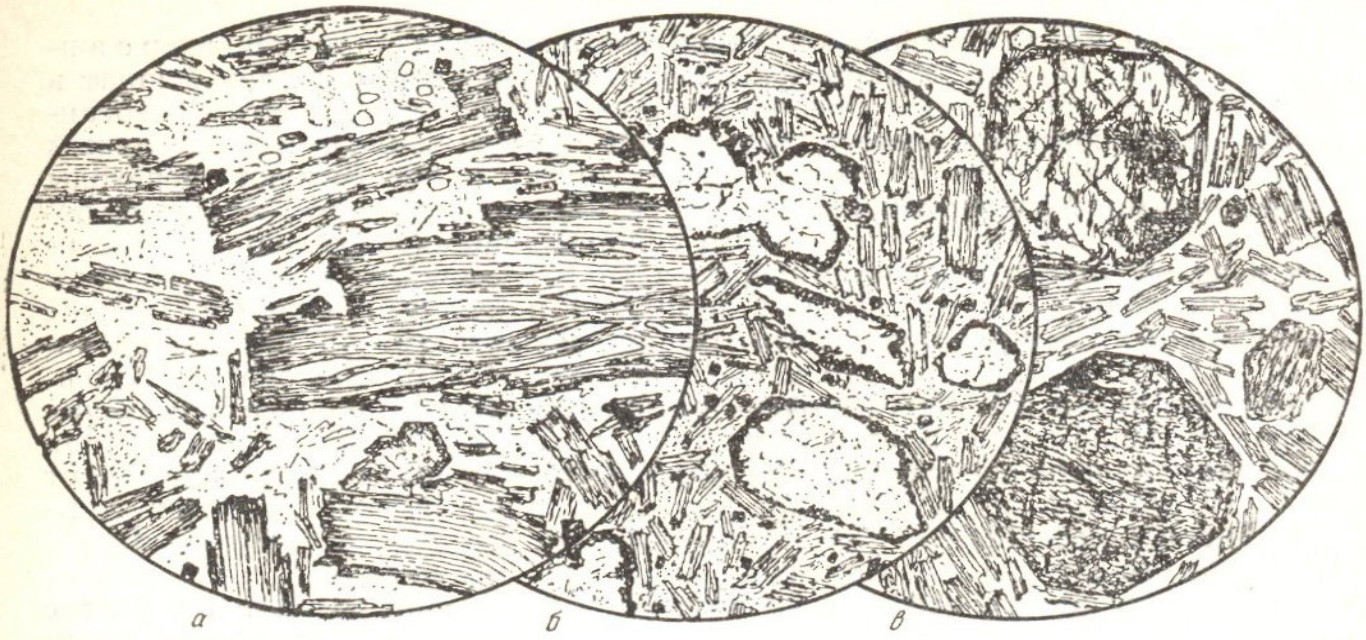
б. Керсантит. Маркирх, Вогезы, Франция.

Биотит, разложенный плагиоклаз, немного кварца, вторичный кальцит и акцессорный апатит; $d = 3{,}0$ мм. По Рейнишу, 1920

Близки к малхитам люцииты и орбиты (Хелиус, 1892). Первые — зернистые, несколько более крупного зерна, чем малхит; вторые — порфировидные с фенокристаллами амфибола.

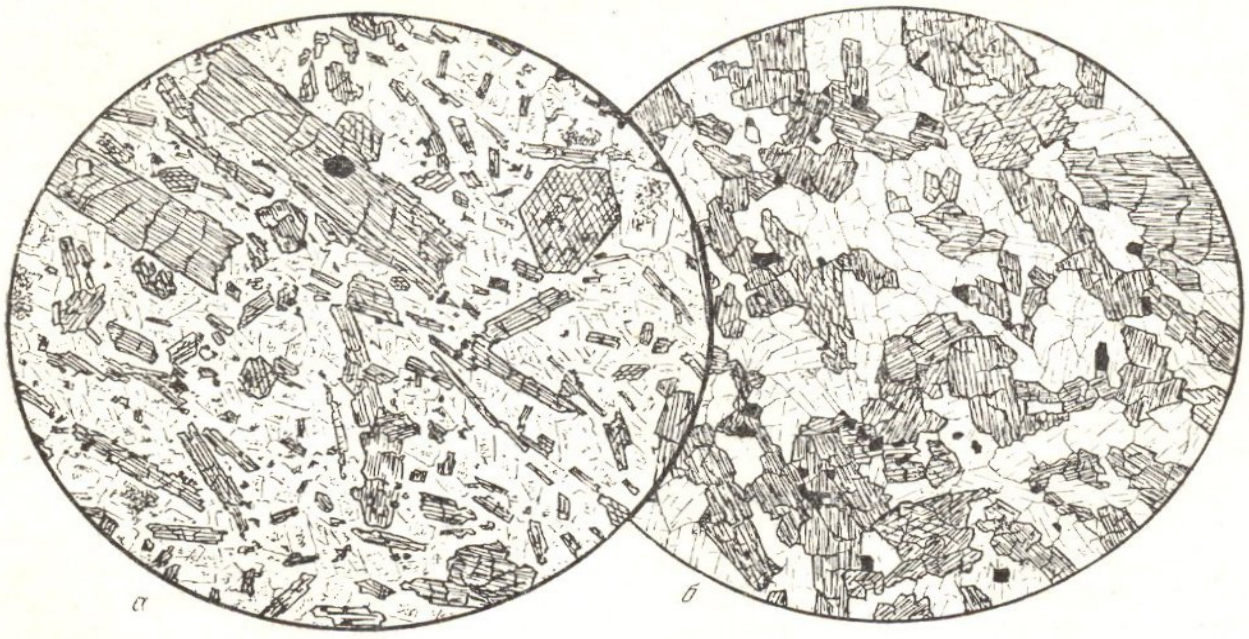
Несколько более богатой кварцем и бедной роговой обманкой жильной диоритовой породой является гладкаит, образующий жилы в дуните на Гладкой сопке на Урале (Дюпарк и Пирс, 1902—1905, т. 34; в. 5). Он представляет собой жильную, содержащую биотит породу типа кварцевого диорита.

Павдит (фиг. 113*б*), встреченный в Николо-Павдинском районе на Урале (Дюпарк и Гроссэ, 1916), еще более близок к малхиту, чем гладкаит. Плагиоклаз в павдите несколько более основной, чем в малхите (лабрадор вместо андезина), а роговая обманка бурая. По этим признакам он приближается к роговообманковым габбро.



Фиг. 112. Слюдяные лампрофиры.

а. Дэнт, Иоркшир, Англия. Зональный биотит, частично разложенный, с линзовидными скоплениями продуктов разложения в массе из разложенного полевого шпата; $d = 2{,}5$ мм. По Харкеру, 1935.
б. Седберг, Иоркшир, Англия. Псевдоморфозы из карбоната по оливину в массе из биотита и разложенного полевого шпата; $d = 2{,}5$ мм. По Харкеру, 1935.
в. Остров Джерси, Нормандские острова. Псевдоморфозы из хлорита и других продуктов разложения по авгиту в массе из биотита и разложенного полевого шпата; $d = 2{,}5$ мм. По Харкеру, 1935.



Фиг. 113.

а. Спессартит. Район горы Магнитной, Урал.

Призматические кристаллы зеленой роговой обманки, частично замещенной актинолитом, заметно разложенный зональный плагиоклаз, магнетит. Призматически-зернистая структура. Количество роговой обманки в поле зрения несколько меньше среднего количества ее в породе; $d = 3{,}1$ мм.

б. Павдит. Павдинский район, Урал.

Зелено-бурая роговая обманка и основной плагиоклаз. Акцессорный магнетит. По составу и структуре порода близка к роговообманковому габбро; $d = 3{,}3$ мм.

Слюдяными лампрофирами диоритового состава являются керсантиты (фиг. 111) (от французской деревни Керсантон). Полевой шпат в керсантитах представлен преобладающим плагиоклазом. Этим керсантиты отличаются от минетт, где преобладает ортоклаз. По остальным признакам они очень похожи друг на друга, и существуют переходы между ними. Макроскопический керсантит, как и минетта,— темная, богатая темной слюдой порода, часто с порфировыми выделениями биотита и редко других цветных минералов (авгит, оливин). Количество биотита составляет около трети всей породы, а иногда и больше. Как вообще в слюдяных лампрофирах, биотит нередко выцветает во внутренней части кристаллов. Окраска его чаще красноватая, чем зеленоватая. В керсантитах, как и в минеттах, очень распространены вторичные изменения и разложение минералов. Вследствие распространенного разложения полевых шпатов керсантиты нередко бывает невозможно отличить от минетт. Поэтому их объединяют иногда в одну группу слюдяных лампрофиров (фиг. 112).

Существуют типы керсантитов, несколько уклоняющиеся от нормального и получившие особое название. Таковы, например, ашаффит с крупными выделениями (может быть, включениями) кварца и полевого шпата или кузелит, являющийся промежуточным между роговообманковыми и слюдяными лампрофирами и вместе с тем содержащий как плагиоклаз, так и ортоклаз, а также наряду с амфиболом, или вместо него, диопсид. Он представляет некоторый интерес именно как горная порода с неопределенными переходными признаками.

Роговообманковыми лампрофирами диоритового состава являются спессартиты (фиг. 113*а*), к которым примыкают далее одиниты. Те и другие прежде всего отличаются несколько более основным характером от упоминавшихся выше малхитов.

Спессартиты (от Спессарта в Германии) обладают мелкозернистой или порфировидной структурой и в свежем состоянии темносерой или почти черной окраской. Из полевых шпатов в них преобладает или даже исключительно присутствует известковый плагиоклаз (андезин, лабрадор). Если появляется ортоклаз, то получаются переходы к вогезитам, относящимся к сиенитовой группе. Цветной минерал спессартитов — обыкновенная зеленая или буро-зеленая роговая обманка, составляющая около 40% всей породы, а иногда даже больше. В виде фенокристаллов в порфировидных разновидностях спессартитов встречается главным образом роговая обманка, редко плагиоклаз. В некоторых разновидностях спессартитов к роговой обманке присоединяется в незначительном количестве диопсид. Как случайный попадается оливин. Спессартиты являются особенно типичными диоритовыми лампрофирами с роговой обманкой. На них похожи одиниты.

Одиниты (см. выше, фиг. 72) еще более основная порода, чем спессартиты. Они отличаются от последних тем, что в полнокристаллической под микроскопом, а по внешнему виду плотной серовато-зеленой основной массе, состоящей из лейсточек плагиоклаза и призмочек роговой обманки, заключены редкие и небольшие выделения авгита и лабрадора. Присутствие выделений лабрадора, т. е. светлого компонента, придает одинитам по виду общие черты с такими асхистовыми породами, как габбровые порфириты; однако у последних в основной массе цветной минерал — пироксен, а не роговая обманка, которая в одинитах часто настолько перемешана в основной массе с плагиоклазом, что последняя имеет вид войлока из иголочек минералов.

Одиниты, как только что сказано, породы несколько более основные,

чем спессартиты. В них больше извести и, как правило, присутствует более основной плагиоклаз; и по минеральному и по химическому составу они, уклоняясь от диоритового типа, приближаются уже к роговообманковому габбро, содержа вместе с тем и несколько большее количество роговой обманки. Мы поэтому о них уже упоминали, говоря о жильных породах группы габбро. Геологически они близки к другим лампрофировым породам диоритового типа.

Спессартиты входят в состав жильной свиты тех же гранито-диоритовых глубинных пород, как и керсантиты, и часто связаны с последними переходами. Одиниты сопровождают также и габбро. Как крайний почти бесполевошпатовый член роговообманковых лампрофиров Дюпарком (Дюпарк и Пирс, 1904) описан так называемый гаревант (см. выше, фиг. 73*б*), тоже уже упоминавшийся раньше. Эта горная порода содержит небольшие выделения диопсида в тонкозернистой основной массе, состоящей из оливина, пироксена, лабрадора, хромита и магнетита.

Аплитовые и пегматитовые породы диоритового состава не характерны и редки. Диорит-аплитами называют плагиаплиты с небольшим содержанием роговой обманки. Малхиты также относили к числу аплитовых жильных пород, когда считали, что они генетически связаны с более основными габбро-перидотитовыми горными породами.

Пегматиты диоритового состава с крупнозернистой структурой также иногда встречаются, обыкновенно в связи с породами габбро-перидотитовой формации. Они непосредственно примыкают к габбро-пегматитам.

Жильная свита в дунитах

Как уже упоминалось, для уральских дунитовых массивов, а также некоторых других характерно нахождение серии жильных горных пород, пересекающих дуниты. Значительная часть этих горных пород по своему минеральному составу может быть отнесена к диоритовым жильным породам лампрофирового облика, но другие далеко выходят за пределы этой группы. Вообще жильные породы дунитовых массивов можно разделить на две группы. Одну, очень немногочисленную, образуют оливиновые и перидотитовые жильные породы, по всей видимости проникшие в трещины из более глубоких частей массива, где так или иначе образовалась перидотитовая магма, давшая им начало. Другие, более обычные, представляют непрерывную серию, начиная от пироксенитов, переходя к породам диоритового облика и кончая кислыми жильными породами гранитового состава из преобладающего кислого плагиоклаза и кварца — плагиаплитами. Обычно эти породы образуют тонкие жилки, пересекающие ультраосновные горные породы. Наиболее типичными для дунитовых массивов являются такие жильные породы: жильные пироксениты, иситы, разнообразные жильные диориты, габбро-пегматиты, альбититы и плагиаплиты.

Жильные пироксениты, о которых мы уже упоминали, образуют тонкие жилки, иногда такие, что одно зерно минерала занимает всю толщину жилки, а в некоторых случаях они даже прерываются и переходят в цепочки зерен пироксена, вкрапленных в дуните по направлению к жилке. Они обладают признаками, указывающими на метасоматическое развитие моноклинного пироксена в дуните вдоль путей проникновения **каких-то очень подвижных растворов.**

Иситы представляют собой, как мы видели, меланократовые горные породы, состоящие из роговой обманки, иногда с примесью плагиоклаза. Ни по составу, ни по структуре они не отличаются от вещества тех реак-

ционных кайм, которые развиваются вокруг оторванных включений дунита в пегматитах и плагиаплитах, пересекающих дуниты. Очевидно, тому же процессу взаимодействия дунитовой массы с проникающими по трещинам растворами обязаны своим происхождением и жилки исита.

Габбро-пегматиты и плагиаплиты представляют собой такие же жильные горные породы, какие, как мы видели, связаны с габбро и являются последними остатками дифференциации и кристаллизации габбровой магмы. Альбититы могут рассматриваться как результат десиликации плагиаплита при реакции с дунитом.

Наконец, в некоторых ультраосновных бесполевошпатовых горных породах встречаются пегматоидные жилы, жилки и обособления, вполне аналогичные пегматитам других горных пород. Они состоят из тех же минералов, как и материнская порода, но отличаются необычно крупными размерами зерен и присутствием редких примесей или увеличением количества акцессорных минералов. Такие образования наблюдаются, например, в пироксенитах (Таловские горы на Урале) или горнблендитах (Шайтанское месторождение магнетита).

Особенно замечательны стоящие особо пегматоидные гортонолитовые дуниты среди обыкновенных дунитов Бушвельдского комплекса (Вагнер и Меллор, 1925). Они, как тоже уже указывалось, образуют трубообразные тела в нормальном дуните и состоят существенно из сильно железистого оливина (гортонолита) с небольшой примесью диопсида, роговой обманки, хромита и других редких минералов и апатита. Гортонолитовый дунит содержит самородную платину.

Отличающуюся от всех упомянутых жильных горных пород, связанных с дунитами, группу представляют очень распространенные в змеевиковых массивах дайки зеленокаменных габброидных пород разной крупности зерна (метадиориты, метагаббро и т. д.). В них, как правило, первичные минералы изменены при «зеленокаменном перерождении» горной породы: плагиоклаз обычно альбитизирован, цветной минерал представлен уралитовой роговой обманкой. Структура зернистая, переходит иногда в порфировидную. В других случаях в виде таких же дайк в змеевиках залегают более сильно измененные метаморфические горные породы, вероятно, происходящие из только что указанных жильных метадиоритов, как об этом можно судить по встречающимся иногда переходам. Такие метаморфические породы представлены гранатово-диопсидовыми, гранатово-везувиановыми и другими подобными им породами.

О химическом составе лампрофировых жильных диоритовых пород

Не останавливаясь сейчас на этом вопросе подробно, так как о нем будет речь ниже, отметим лишь то, что, принадлежа к диоритовому типу, наиболее характерные из этих пород все же довольно разнообразны по своему составу. Малхиты являются наиболее кислыми, содержат от 56 до 63% SiO_2. В керсантитах мы имеем колебания SiO_2 от 46 до 55%. Это содержание ниже нормального для диоритов. Присутствие слюды в этих породах отражает слабо выраженное приближение к щелочному типу. В спессартитах SiO_2 от 50 до 55%, и почти то же самое мы имеем в одинитах. В последних, в связи с более основным характером плагиоклаза, несколько больше извести.

Приведем химические составы некоторых наиболее распространенных и характерных горных пород из группы диоритовых лампрофиров (табл. 20).

Таблица 20

	I	II	III	IV
SiO_2	50,79	56,22	53,52	46,69
TiO_2	1,02	1,19	1,24	0,91
Al_2O_3	15,26	17,59	14,57	17,63
Fe_2O_3	3,29	2,78	3,52	2,81
FeO	5,54	5,05	5,29	5,78
MnO	0,07	—	0,38	0,30
MgO	6,33	3,96	6,60	6,75
CaO	5,73	6,47	7,03	9,32
Na_2O	3,12	3,68	3,48	4,91
K_2O	2,79	1,33	2,28	1,49
H_2O	5,71	0,95	1,75	1,97
P_2O_5	0,35	0,11	0,34	0,97

I — керсантит (среднее) (Дэли, 1933)
II — малхит (Трёгер, 1935)
III — спессартит (среднее) (Дэли, 1933)
IV — одинит (Зандкюлер, 1916)

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	11,4	5,0	22,2	61,4	38,6	50,8	11,0	62,5
II —	10,4	7,0	15,6	67,0	48,0	44,8	7,2	81,1
III —	10,8	4,2	23,8	61,2	35,2	46,9	17,9	70,0
IV —	13,3	5,4	26,3	55,0	32,0	44,7	23,3	83,2

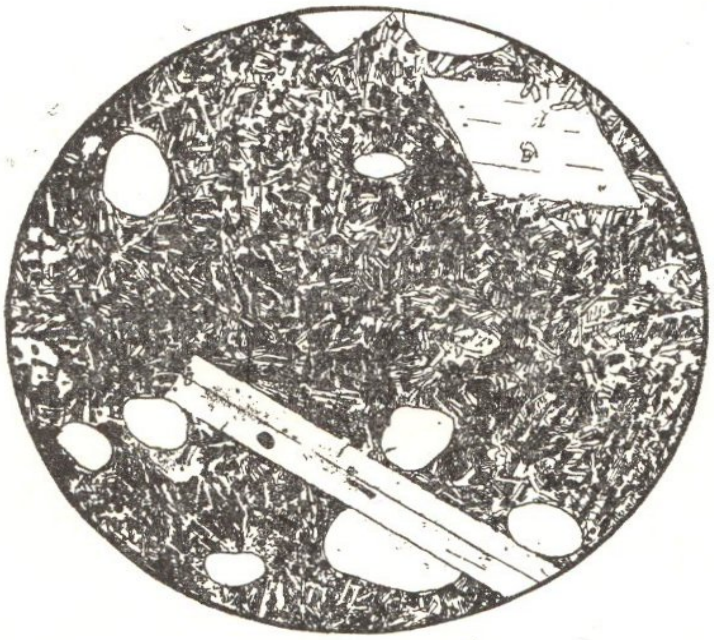
АНДЕЗИТЫ И АНДЕЗИТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ

Андезиты и андезитовые порфириты, или порфириты в тесном смысле слова, которые по химическому и частью минеральному составу являются аналогами диоритов, представляют вместе с базальтами одни из самых распространенных горных пород. Как мы уже видели по подсчетам на территории Северной Америки, для которой такие подсчеты сделаны из всей массы материала изверженных пород, на долю андезитов приходится 24%, на долю базальтов — 21%. Для нашей страны данных для разделения андезитов и базальтов еще недостаточно, и отдельно площади их распространения не подсчитаны.

Надо сказать, что тесная связь авгитовых андезитов и базальтов вообще не позволяет р зко разграничивать все эти породы и соответственные цифры распространения их вообще могут колебаться. Породы промежуточного состава — андезито-базальты — распространены среди новейших вулканических пород СССР в Закавказье, на Камчатке и на Дальнем Востоке вообще.

Вопрос о разграничении базальтов и андезитов является важным вопросом систематики изверженных горных пород. Обе эти группы пород чрезвычайно распространены и тесно связаны непрерывными переходами между собою. Наличие этих переходов привело к тому, что многие горные породы стали называть термином «андезито-базальт» (фиг. 114), причем границы между ними, с одной стороны, и базальтами или андезитами, — с другой, остаются неопределенными. Трудности определения этих границ

заключаются в том, что в эффузивных изверженных горных породах трудно определить точный количественный минеральный состав; часто они заключают в себе остаток нераскристаллизованной основной массы (стекла и продуктов его девитрификации, или разложения), который делает уже совершенно невозможным точное определение состава под микроскопом. Поэтому и при определении эффузивных горных пород, и при установлении границ их различных типов приходится прибегать к химическому анализу. Однако здесь возникают новые трудности. Только для совершенно свежей породы химический анализ является надежной характеристикой ее первичного естественного состава. Вторичные изменения, как вследствие выветривания, так и вследствие метаморфизма, могут довольно существенно изменить первоначальный состав. Даже для «свежих», но палеотипных вулканических пород мы не можем так пользоваться данными химического анализа, как для кайнотипных лав, не подвергавшихся никаким изменениям. Тем не менее нам необходимо остановиться на определенном принципе разделения пород и постараться выбрать его наиболее рационально.



Фиг. 114. Андезито-базальт. Зимина сопка. Камчатка.

Удлиненные призматические фенокристаллы основного плагиоклаза в основной массе, состоящей из плагиоклаза, пироксена и стекла. Округлые пустотки или миндалины; $d = 0{,}5$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1931

Для глубинных зернисто-кристаллических горных пород, отвечающих базальтам и андезитам, именно для габбро и диоритов, различие, как мы видели, основывается главным образом на составе плагиоклаза (основной в габбро и средний в диоритах), на втором месте идет относительное количество цветного минерала. Мы уже видели, что габбро в особенности подвержено дифференциации на разновидности, отличающиеся количеством составных частей: тут же рядом мы находим участки темные, богатые цветными минералами, и участки лейкократовые. Особенно резко это проявляется в полосатых габбро. Поэтому переменчивое относительное количество цветного минерала не может быть там принято за первое по важности основание для классификации.

Для базальтов, наоборот, Иддингс (1913), Вашингтон (1922) и другие авторы предлагали считать относительное количество фемических минералов самым характерным, определяющим тип признаком: именно, базальты должны по этому принципу содержать не менее 50% виртуальных фемических минералов. Наоборот, характер плагиоклаза считался следующим по важности признаком, и, таким образом, могли быть: лабрадоровые базальты (собственно базальты), андезиновые базальты (гавайиты) и даже олигоклазовые базальты (муджиериты). При этом характер плагиоклаза брался тоже виртуальный (нормативный), вычисленный из

химического состава, а не реальный (модальный), как и количество фемического минерала, также вычисляемое, а не определяемое в шлифе. Таким образом, эта классификация была в сущности чисто химической.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1925) предлагал различать базальты и андезиты также по чисто химическому признаку, именно на основании применявшегося им и его последователями коэффициента кислотности, вычисляемого из химического состава.

Для того чтобы оценить разные предложенные способы разделения пород групп базальта и андезита и вместе с тем принципы установления границ этих групп, воспользуемся такой графической схемой (см. выше, фиг. 19). Возьмем треугольник, в вершинах которого поместим составы идеальных минералов пироксена, анортита и альбита. Этот треугольник будет отвечать, между прочим, так называемой гаплобазальтовой системе в физической химии силикатов, в которой компонентами являются диопсид, анортит и альбит. Мы уже говорили об этой системе и о ее важном значении для объяснения хода кристаллизации изверженных горных пород. Система эта обладает эвтектической линией E_1E_2, и наиболее распространенные составы естественных горных пород могут быть представлены точками, которые располагаются полосой вдоль этой эвтектической линии E_1E_2. Базальты и габбро помещаются где-то в середине треугольника. Отсюда в сторону E_2 идут переходы к андезитам и диоритам, затем андезиты переходят далее к горным породам, близким к натровым трахитам и сиенитам. В сторону E_1 идут горные породы типа эвкритов и анортитовых базальтов. Точка E_2 очень близка к точке Ab, а E_1 находится примерно посредине между An и Di. Естественно полосу, идущую вдоль E_1E_2, делить на части линиями, идущими поперек нее, т. е. параллельными стороне Di — An. Одна из таких линий будет служить границей между группами габбро — базальта и диорита — андезита.

В признаках для разделения этих групп пород, которые предлагались разными авторами, однако не учитывается это обстоятельство. Когда Вашингтон для разделения базальтов и андезитов берет отношение салических и фемических частей, его граница идет горизонтально (параллельно Ab — An). Ф. Ю. Левинсон-Лессинг для этой же цели пользуется, как это было сказано, коэффициентом кислотности. Коэффициент кислотности альбита равен 3, пироксена — 2 и анортита — 1. Линии равного коэффициента кислотности проходят вертикально (перпендикулярно горизонтальному основанию Ab — An равностороннего треугольника). Наконец, если бы, как для габбро и диоритов, за основу деления мы приняли только характер плагиоклаза, мы должны были бы проводить границы в виде прямых, выходящих из вершины Di. Таким образом, как мы видим, 1) принципы разделения глубинных пород, с одной стороны, и излившихся, с другой, для групп габбро — диорита и базальта — андезита несколько различаются и 2) разделение базальтов от андезитов, которое производится по их химическому составу, у разных авторов также различно.

Если выразить признаки химического состава в принятых нами числовых характеристиках, то для андезито-базальтов, рассматриваемых как породы, промежуточные между базальтами и андезитами, мы будем иметь приблизительно такие характеристики: $a : c : b : s = 9 : 6 : 20 : 65$; $Q = +6$; $a : c =$ около $^3/_2$.

Андезиты, как особая группа пород, были выделены Леопольдом Бухом еще в домикроскопический период петрографии, в 30-х годах прошлого столетия.

До того времени среди новейших эффузивных пород различали только светлые — кислые трахиты и темные — основные базальты. Андезиты

были выделены как средние между теми и другими, и только еще позднее из группы трахитов были выделены липариты или риолиты. Название «порфирит» было предложено Густавом Розе (1859) для порфировых пород, по минеральному составу отвечающих диоритам. Впоследствии содержание этого термина расширилось, охватив все плагиоклазовые порфировые породы. Название «андезит» употреблялось для кайнотипных представителей рассматриваемой группы, «порфирит»—для палеотипных.

Согласно предложению, которое было изложено в общей части, для палеотипных эффузивных пород, представляющих измененные андезиты, следует употреблять название «андезитовый порфирит».

Долгое время породы группы андезита — порфирита отличали от более основной группы базальтов по присутствию в породах последней оливина. Однако дальнейшие исследования показали, что по вещественному составу некоторые не содержащие оливина породы химически должны быть все-таки отнесены к породам базальтовой магмы. Во всяком случае для правильного отнесения порфировых пород в ту или другую группу необходимо учитывать не только качественный минеральный состав, но и относительное количество цветных минералов и полевого шпата, а также характер плагиоклаза. Естественно, что в палеотипных породах, где первичный минеральный состав подвергся изменению, точное разделение андезитовых и базальтовых порфиритов по микроскопическому составу становится почти невозможным. В переходных к базальтам разновидностях авгитовых андезитов и в андезито-базальтах, даже свежих, не всегда без химического анализа можно с уверенностью решать вопрос о принадлежности их к той или иной группе. Выше мы уже останавливались на границе между базальтами и андезитами.

Андезиты и андезитовые порфириты характеризуются макроскопически афанитовой основной массой, существенно состоящей из известково-натрового плагиоклаза вместе с подчиненным количеством пироксена и из большего или меньшего количества стекла или также продуктов разложения указанных минералов и стекла. Она совершенно не содержит фельдшпатидов и совсем или почти совсем не содержит первичного кварца или других форм свободной кремнекислоты: тридимита или кристобалита. Такая основная масса иногда целиком слагает всю породу (афировые разновидности), но чаще является основной массой, заключающей в себе фенокристаллы известково-натрового плагиоклаза — одного или вместе с выделениями моноклинного пироксена, ромбического пироксена или роговой обманки или биотита. Изредка вместе с ромбическим пироксеном, или даже без него, встречается оливин.

Плагиоклаз порфировых выделений в андезитах представлен разнообразными членами этого ряда от битовнита до олигоклаза, но обычными являются лабрадор и андезин. Более кислые плагиоклазы характерны для роговообманковых и слюдяных андезитов, более основные — для авгитовых. Фенокристаллы, как правило, с развитым зональным строением и имеют обыкновенно таблитчатый облик. Зональное строение плагиоклаза для андезитов характерно, пожалуй, больше, чем для каких-либо других пород. Для них разница в составе ядра и наружных зон фенокристаллов гораздо более значительна, чем для базальтов. Обычны двойники по альбитовому, карлсбадскому и иногда периклиновому закону. Нередки включения стекла.

Моноклинный пироксен фенокристаллов представлен диопсидовым авгитом, слегка зеленоватым и не плеохроичным, в коротких, иногда двойниковых призмах. В измененных породах он разлагается в хлорит, эпидот, кальцит и т. д.

Ромбический пироксен андезитов обычно гиперстен с заметным плеохроизмом тоже в коротких призмах, но несколько более вытянутых, чем у авгита, и сплюснутых по (100), что также отличает его облик от облика моноклинного пироксена. Превращается в бастит. Редко вместо гиперстена встречается энстатит. Можно отметить, что в породах диорит-андезитовой группы ромбические пироксены (гиперстен) распространены в эффузивных представителях значительно больше, чем в глубинных: гиперстеновые андезиты — обычные породы, тогда как диориты с ромбическим пироксеном редки. Нередко в андезитах в порфировых выделениях присутствуют как гиперстен, так и авгит. Иногда можно встретить зональное обрастание ромбического пироксена моноклинным; редко попадаются обратные отношения.

Роговая обманка андезитов обычно красно-бурая, сильно плеохроичная и с малым углом погасания; иногда — это обыкновенная зеленая роговая обманка. Слюда — бурый, сильно плеохроичный биотит. Оба эти минерала нередко обнаруживают непрозрачные реакционные, так называемые опацитовые каймы. Бурая окраска роговой обманки и другие ее оптические свойства, как показывают анализы и эксперименты, связаны с окислением закиси железа, и известны случаи, когда в роговообманковых андезитах внешние части лавовой экструзии содержат бурую роговую обманку, тогда как в глубоких внутренних частях она зеленая. В палеотипных породах роговые обманки и слюды андезитов также переходят в хлорит, уралит, карбонаты, рудные минералы и т. д.

Кварц в андезитах является редким или случайным. Крупные выделения его имеют иногда явный характер ксенолитов; в основной массе он редок и встречается лишь в более кислых типах. В пустотах кислых андезитовых лав иногда попадаются тридимит и кристобалит. В андезитовых порфиритах кварц часто бывает вторичным.

Другие обычные минералы: примесь магнетита, иголочки апатита, в кислых разновидностях андезитов указывают иногда циркон. В более основных андезитах и андезитовых порфиритах иногда попадается оливин. Как случайные минералы в андезитах встречаются кордиерит и гранат.

Нередко в андезитах и андезитовых порфиритах встречается в двух генерациях только плагиоклаз, в виде фенокристаллов и в микролитах основной массы. Микролиты более удлиненные, с менее развитым двойниковым строением и обыкновенно более кислые по составу, чем фенокристаллы. Разными авторами указывалось, что состав микролитов плагиоклаза близок к составу наружной каймы зональных фенокристаллов этого минерала. Вторым характерным минералом основной массы является моноклинный пироксен (авгит). Он присутствует в основной массе и в таких случаях, когда он не представлен в выделениях фенокристаллов. Вследствие мелкости его кристалликов в основной массе, они трудно поддаются исследованию и редко можно точно определить их состав. По-видимому, моноклинный пироксен в основной массе менее известковистый и более железистый, чем в фенокристаллах, и приближается к пижониту с малым углом оптических осей.

Основная масса андезитов макроскопически большей частью представляется у более богатых кремнекислотой роговообманковых андезитов или у андезитов, не содержащих фенокристаллов цветного минерала, светлосероватой, иногда розоватой или желтоватой и трахитовидной, т. е. шероховатой. У некоторых лейкократовых андезитов (роговообманковых, гиперстеновых) основная масса по внешнему виду почти не отличается от основной массы трахитов, и в старой литературе нередко такие анде-

зиты называются трахитами. У более основных пироксеновых андезитов основная масса темная, темносерая, зеленовато-черная, темная красно-бурая и плотная. В палеотипных андезитовых порфиритах она принимает зеленоватый и буроватый оттенки.

Под микроскопом в основной массе андезитов редко наблюдается полнокристаллическая микрозернистая структура. Такая структура основной массы андезитов и андезитовых порфиритов свойственна застывшим на некоторой глубине разновидностям этой породы и другим относительно медленно остывавшим частям. Такая мелкозернистая структура представляет собой или полнокристаллический агрегат призмочек плагиоклаза, к которому присоединяется ничтожное количество ксеноморфных зерен кварца и ортоклаза, или агрегат только из кварца, редко микропегматитовых сростков — это микродиоритовая или диорит-порфиритовая структура, более свойственная гипабиссальным формам залегания; или же раскристаллизованная основная масса андезитов является аллотриоморфнозернистым агрегатом указанных минералов, иногда фельзитовидным, во многим случаях представляющим результат позднейшего расстеклования основной массы.

Более обычными для основной массы андезитов являются микролитовые типы микроструктуры, а именно: 1) гиалопилитовая структура; она настолько типична для андезитов, что ее даже называют андезитовой; 2) пилотакситовая структура, в которой стекло присутствует только в самом ничтожном количестве до полного исчезновения; 3) интерсертальная структура, которая в андезитах является более редкой, чем в более основных базальтовых породах; наблюдается и витрофировая структура, когда основная масса целиком состоит из стекла или содержит лишь ничтожное количество микролитов. В андезитовых порфиритах наблюдаются все эти же структуры, но стекло обыкновенно в них разложено или подверглось вторичной раскристаллизации, что, конечно, нарушает четкость первичной микроструктуры. При определении структуры андезитовых порфиритов необходимо тщательное наблюдение, чтобы реставрировать первичную структуру.

Микролиты в полукристаллических типах структур андезитов главным образом представлены плагиоклазом, но, кроме плагиоклазов, во всех этих типах основной массы присутствуют зернышки рудного минерала и обыкновенно маленькие столбики бесцветного или бледнозеленоватого моноклинного пироксена; стекло прозрачное, сероватое, желтоватое и буроватое, обыкновенно тем более темное, чем больше его количество.

Микроструктура основной массы андезитовых порфиритов — очень важный их признак, если она позволяет восстановить характер микроструктуры неизмененной породы, из которой этот порфирит произошел: андезита или базальта. Нередко только на основании этого признака возможно установить различие между андезитовыми порфиритами и базальтовыми порфиритами. Некоторые авторы (Розенбуш, 1887, и др.) указывают среди андезитов трахитоидный тип с основной массой трахитового облика и фельзодацитовый тип — с микрофельзитовой основной массой. В большинстве случаев по составу такие породы являются крайними типами или даже выходят за пределы группы андезитов. Первые представляют собой разновидность известково-щелочных трахитов или трахиандезитов, а вторые являются разновидностью дацитов или даже липаритов. Как мы указывали, в некоторых андезитах основная масса состоит существенно только из стекла (гиалоандезиты). Иногда это стекло дает пузыристые или даже пенистые формы, превращаясь в пемзу, почти не отличающуюся по внешнему виду от пемзы более кислого состава.

Стекловатые андезиты присутствуют, между прочим, среди лав известного вулкана Шаста (в Калифорнии), и Уодсворт (1884) предложил для них название «шасталит».

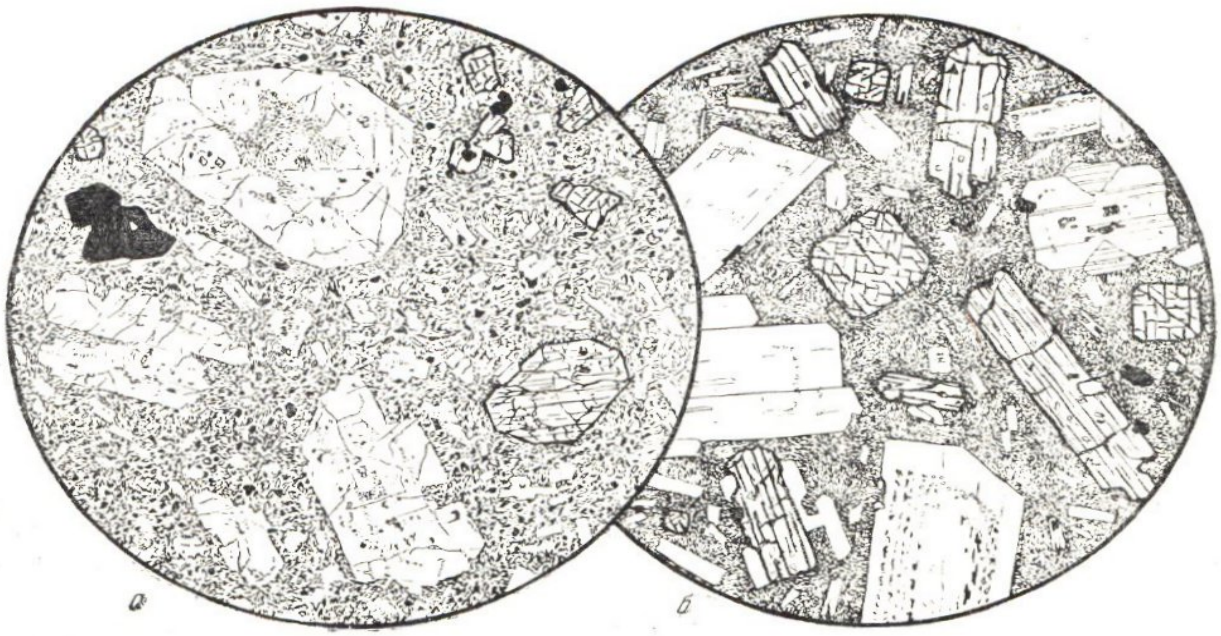
Андезиты и андезитовые порфириты обыкновенно разделяют по характеру преобладающего цветного минерала, а именно среди них различают: 1) авгитовые андезиты (фиг. 115*а*) и соответственные порфириты, 2) гиперстеновые андезиты (фиг. 116*б*), 3) роговообманковые андезиты (фиг. 117*б*, 118, 119) и 4) слюдяные андезиты. Нередки типы, где присутствуют одновременно пироксен и другой цветной минерал — слюда или роговая обманка. Особенно часто из андезитов, содержащих несколько видов цветного минерала, встречаются андезиты с гиперстеном и авгитом вместе (фиг. 116*а*). Их обычно называют пироксеновыми андезитами. Эти цветные минералы встречаются в виде фенокристаллов вместе с фенокристаллами плагиоклаза или более крупными, чем они, или, наоборот, более мелкими. В некоторых более редких типах мы имеем фенокристаллы только одного плагиоклаза. Андезитовые порфириты по тому же признаку иногда называют плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, плагиоклаз-роговообманковыми порфиритами и т. д., но такое название не определяет еще вещественного состава породы. Плагиоклаз-пироксеновые порфириты могут быть и базальтовыми порфиритами и андезитовыми порфиритами.

Кроме разделения андезитов и андезитовых порфиритов по характеру цветного минерала, в основу их классификации кладут и характер плагиоклаза. Так, у французских авторов уже давно мы находим подгруппы собственно андезитов и лабрадоритов в зависимости от состава плагиоклаза основной массы (или же от среднего состава полевого шпата). В первых плагиоклаз — андезин, во вторых — лабрадор. Андезинофиры и лабрадорофиры Е. С. Федорова (1901_2) различаются по составу фенокристаллов плагиоклазов. Иддингс (1913) различал по составу вычисленного из анализа «среднего» нормативного плагиоклаза олигоклазовые андезиты или кохалаиты, собственно андезиты с андезином и лабрадоровые андезиты, примыкающие уже к базальтам. Такое деление по нормативному составу плагиоклаза мы встречаем и у некоторых других авторов, различающих типы андезитов по химическому составу.

Различные представители андезитов пользуются далеко не одинаковым распространением. По подсчетам Дэли (1933), например, в Кордильерах Северной Америки площадь распространения пироксеновых андезитов составляет 3960 кв. миль, тогда как роговообманковых — всего 21,6, а слюдяных — 3 кв. мили.

А. Авгитовые андезиты и авгитово-гиперстеновые андезиты, часто связанные между собою переходами, являются наиболее распространенным типом андезитов. Для них характерно нахождение порфировых выделений плагиоклаза и моноклинного пироксена (авгита) иногда вместе с ромбическим (также изредка оливин) в макроскопически черной или темносерой, а под микроскопом пилотакситовой, интерсертальной, гиалопилитовой или витрофировой основной массе, в состав которой, кроме плагиоклаза, входят также микроскопические столбики авгита. Реже встречаются так называемые гиалоандезиты с редкими выделениями или даже без них и состоящие только из очень богатой стеклом основной массы.

Авгитовые андезиты через андезито-базальты связываются по составу с базальтами. К числу таких андезито-базальтовых горных пород относятся многие вулканические породы Тихоокеанского побережья. Когда на развитие их на Аляске и на Алеутских островах было обращено



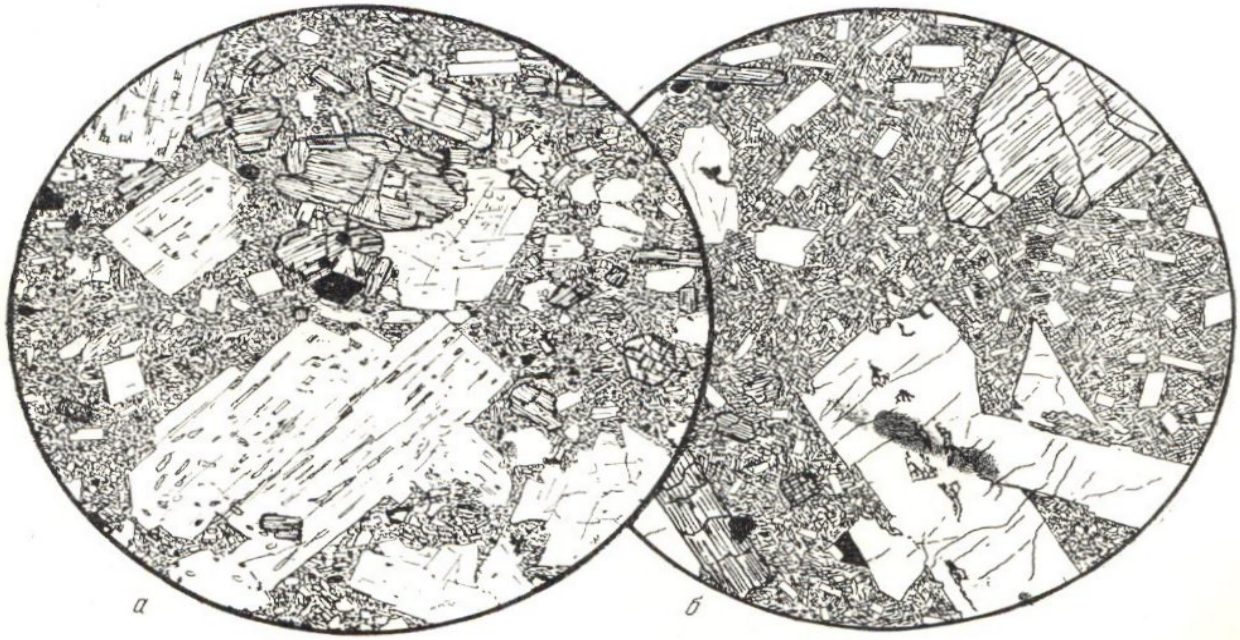
Фиг. 115.

а. Авгитовый андезит. Виеска, Венгрия.

Фенокристаллы — зональный плагиоклаз и авгит. Слева вверху отдельное крупное зерно магнетита. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, стекла и рудного минерала, $d = 3{,}0$ мм. По Рейнишу, 1920

б. Энстатитовый андезит. Асама-Яма, Япония.

В фенокристаллах зональный плагиоклаз и энстатит. Основная масса полустекловатая со скелетными формами плагиоклаза; $d =$ около 3 мм. По Хачу и др., 1949



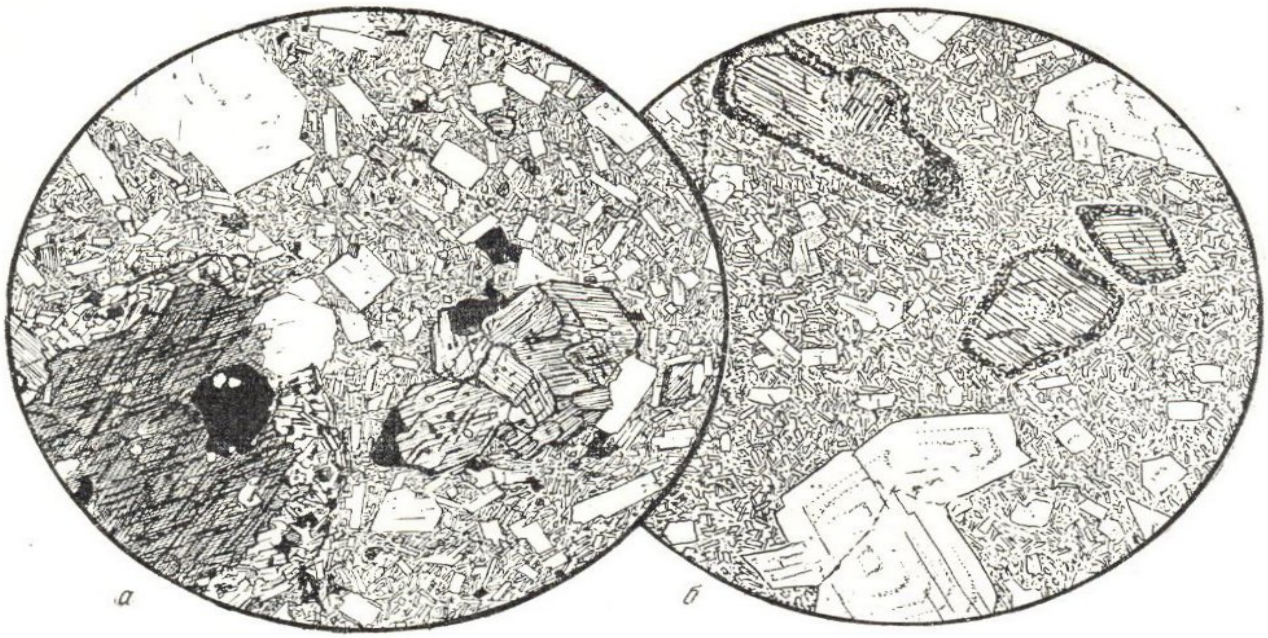
Фиг. 116.

а. Авгито-гиперстеновый андезит. Район Ключевской сопки, Камчатка.

Фенокристаллы — гиперстен, авгит и зональный плагиоклаз, содержащий включения стекла. Основная масса имеет гиалопилитовую (андезитовую) структуру; $d = 3{,}4$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1931

б. Гиперстеновый андезит. Чевиотские горы, Англия.

Порфировые выделения — лабрадор и гиперстен. Гипокристаллическая основная масса с большим количеством стекла; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935



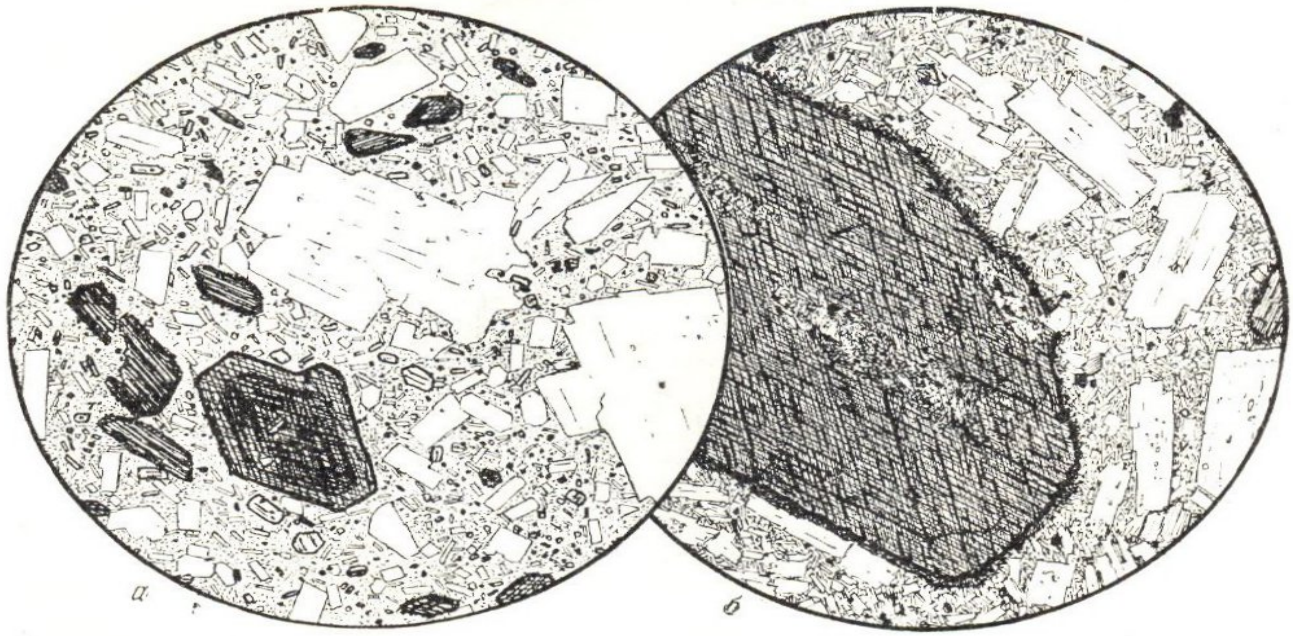
Фиг. 117.

а. Роговообманково-гиперстеновый андезит. Район Ключевской сопки, Камчатка.

В порфировых выделениях различной величины — плагиоклаз, гиперстен и бурая роговая обманка; гиперстен образует каемки вокруг крупных вкрапленников роговой обманки (слева внизу). Отдельные зерна магнетита. Гиалопилитовая основная масса; $d = 3{,}4$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1931

б. Роговообманковый андезит. Гора Шаста, Калифорния.

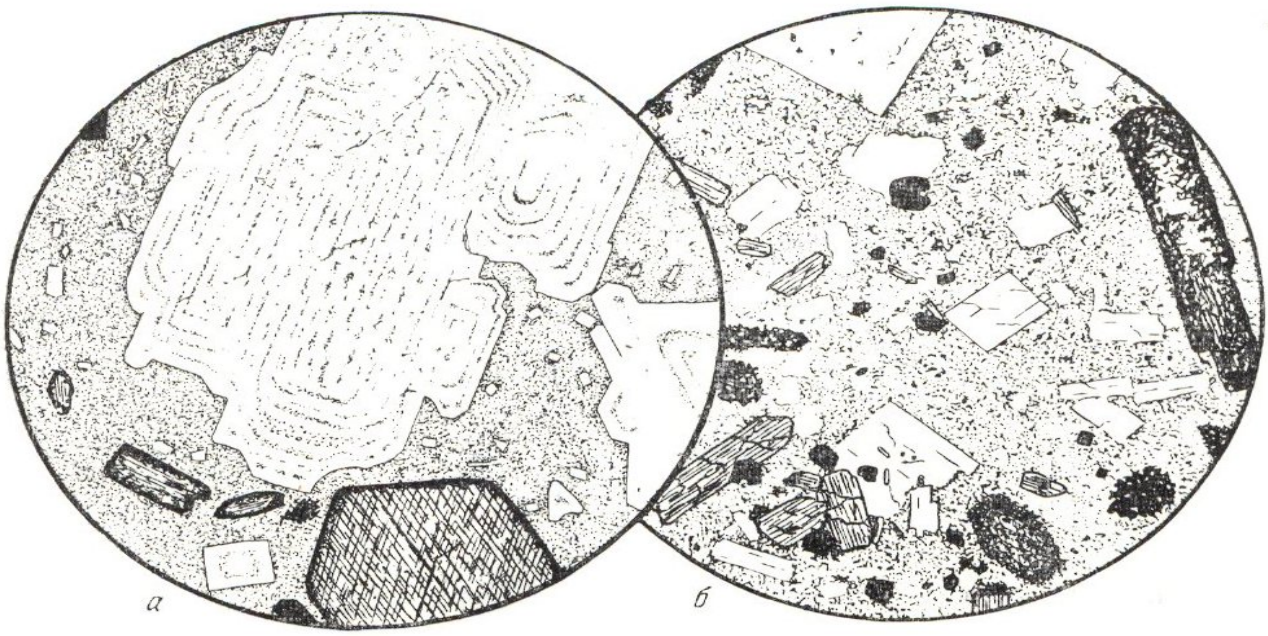
Порфировые выделения — зональный лабрадор и бурая (базальтическая) роговая обманка с опацитовой каемкой из магнетита. Основная масса состоит из стекла и микролитов андезина; $d = 2{,}6$ мм По Харкеру, 1935



Фиг. 118. Роговообманковые андезиты. Район Ключевской сопки, Камчатка.

а — в более крупных вкрапленниках базальтическая роговая обманка и зональный плагиоклаз, в более мелких — плагиоклаз и немного моноклинного пироксена. Основная масса состоит главным образом из стекла; $d = 3{,}4$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1931.

б — крупный вкрапленник базальтической роговой обманки с характерной опацитовой каемкой. В более мелких вкрапленниках плагиоклаз. Гиалопилитовая основная масса; $d = 3{,}4$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1931



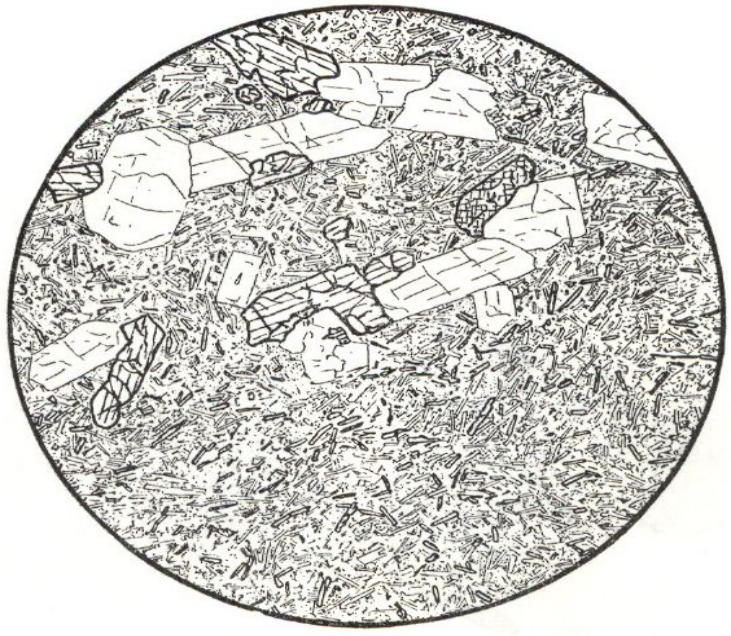
Фиг. 119.

а. Роговообманковый андезит. Альтсол, Венгрия.

Крупный фенокристалл зонального андезина. Бурая (базальтическая) роговая обманка. Гипокристаллическая основная масса; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

б. Роговообманковый андезит (трахиандезит). Штенцельберг, Зибенгебирге, Германия.

Почти полное разложение бурой роговой обманки в порфировых выделениях. Несколько вкрапленников авгита. Зональный плагиоклаз. Фельзитовая основная масса; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.



Фиг. 120. Вейзельбергит. Вейзельберг, Саар-Наэ, Рейнская область.

Немногочисленные, мелкие выделения плагиоклаза и авгита. Основная масса состоит главным образом из стекла и небольшого количества микролитов плагиоклаза и мелких призматических зернышек моноклинного пироксена. Так называемая «вейзельбергитовая структура» основной массы; $d = 2{,}0$ мм

внимание Спёрром (1900), он дал им название «алеутит», в сущности излишнее, поскольку это гораздо более широко распространенный тип, встречающийся и давно известный во многих других местах.

Среди палеотипных аналогов авгитовых андезитов, которые назывались в общей совокупности авгито-плагиоклазовыми порфиритами или более общим названием — пироксеново-плагиоклазовыми порфиритами, некоторые типы получили особые названия.

Вейзельбергиты (фиг. 120) (Розенбуш, 1887) с такой же, как у кайнотипных свежих авгитовых андезитов, гиалопилитовой или витрофировой, реже пилотакситовой основной массой, со сравнительно большим количеством фенокристаллов плагиоклаза и светлозеленоватого авгита, а иногда также с отдельными кристалликами бронзита, или только с фенокристаллами плагиоклаза, или совсем без выделений. Интересно присутствие стекла в этой палеозойской породе, которую по общему виду скорее можно отнести к породам кайнотипного облика. Подобные палеозойские породы, встречающиеся, между прочим, и у нас на Урале, называют также палеоандезитами. Оливиновые вейзельбергиты отличаются от нормальных вейзельбергитов меньшим содержанием или даже полным отсутствием авгита, но зато они содержат различное, большей частью незначительное количество выделений оливина, нередко замещенного иддингситом или смесью карбонатов, лимонита и кварца. Иногда порода содержит удлиненно овальные миндалины. По составу вейзельбергиты принадлежат к наиболее основным типам андезитов или андезито-базальтов, примыкающих к базальтам.

Наиболее типичные представители лабрадоровых порфиритов содержат большей частью крупные и довольно многочисленные фенокристаллы бесцветного и блестящего или зеленоватого и мутного лабрадора и более редкие и мелкие выделения авгита, к которым в некоторых редких случаях присоединяются также спорадические выделения бурой роговой обманки, биотита и замещенного серпентином оливина; плотная зеленоватая или буроватая основная масса представляет то почти полнокристаллический агрегат плагиоклаза и авгита с примесью акцессорных минералов и со случайной примесью калиевого полевого шпата, то смесь тех же главных минералов с изменчивым количеством более или менее разложенного светлобуроватого или желтоватого стекла или продуктов его девитрификации; довольно часты миндалины, выполненные кальцитом и хлоритом (делесситом), иногда эпидотом.

Навиты (см. выше, фиг. 74*б*) — разновидность лабрадоровых порфиритов, отличающаяся более или менее обильным содержанием оливина, замещенного иддингситом или окислами железа, при небольшом содержании или полном отсутствии авгита; часто встречаются совместно и связаны переходами с оливиновыми вейзельбергитами. Характерна микроструктура некоторых навитов гиалопилитового типа с более короткими и толстыми микролитами полевого шпата. В других основная масса микродолеритовая. Навиты представляют основной тип авгитовых андезитов, переходный к базальтам, и могут быть названы андезито-базальтами или оливиновыми авгитовыми андезитами. Этому отвечают и их минеральный состав и микроструктура. Указанная черта микроструктуры (короткие и толстые плагиоклазовые микролиты), часто встречающаяся в этих породах, дала основание выделить эту особую разновидность гиалопилитовой микроструктуры под названием навитовой.

Б. Гиперстеновые андезиты содержат порфировые выделения плагиоклаза и гиперстена, большей частью вместе с немногочисленными выделениями моноклинного пироксена (всегда присутствующего также и в

основной массе), но иногда только одного гиперстена, а в некоторых редких случаях и сливина. Макроскопически основная масса плотная, темносерая или даже черная, в последнем случае с литоидным, а иногда и пехштейновидным изломом. Микроструктура ее такая же, как и в других андезитах, не слишком основных. В зависимости от характера плагиоклаза и от особенностей химического состава уже давно Бекке (1899) предлагал различать: 1) типичные гиперстеновые андезиты, в которых зональные порфировые выделения в центральной части имеют состав битовнита или лабрадора, а в периферической — андезина или олигоклаза; 2) санторииниты, в которых ядро фенокристаллов плагиоклаза имеет состав лабрадора, а периферия — олигоклаза, и 3) альбораниты, в которых фенокристаллы плагиоклаза — почти незональный анортит. Санториниты отличаются также меньшим содержанием пироксена и представляют собой относительно кислые гиперстеновые андезиты, переходящие в дациты, а богатые пироксеном альбораниты являются переходными членами андезитовой группы к базальтам (их рассматривают так же, как безоливиновые гиперстеновые базальты). Эти типы гиперстеновых андезитов различаются также величиной отношения $a : c$, которое в первом типе равно от 1 до 2, во втором — 4, в третьем — 0,8. Состав плагиоклаза основной массы почти всегда более или менее одинаков с составом наружной зоны плагиоклазовых фенокристаллов.

Андезиты с фенокристаллами бронзита в виде удлиненных призм, заменяющего гиперстен, со стекловатой основной массой и случайным гранатом были встречены в Японии (Вейншенк, 1891) и получили название санукитов; близкие к ним бронзитовые андезиты с оливином и авгитом, также со стекловатой основной массой, с Бонинских островов (Петерсен, 1891) получили название бонинитов.

Бронзитовые и энстатитовые андезитовые порфириты — палеовулканические аналоги гиперстеновых и бронзитовых андезитов, от которых, помимо состава ромбического пироксена, отличаются признаками разложения, характерными вообще для палеотипных пород. Впрочем, иногда попадаются такие свежие их представители, которые совсем не отличаются от бронзитовых андезитов.

В. Роговообманковые и слюдяные андезиты характеризуются сочетанием фенокристаллов плагиоклаза и роговой обманки или плагиоклаза и биотита; в слюдяных андезитах почти всегда присутствуют хотя бы редкие выделения роговой обманки, а в роговообманковых андезитах иногда встречаются вкрапленники биотита. Кроме того, в тех и других, особенно в роговообманковых, может встречаться и пироксен, преимущественно гиперстен, и по этому признаку андезиты получают название роговообманково-гиперстеновых, роговообманково-авгитовых и биотитово-гиперстеновых. Роговообманковые и слюдяные андезиты, как правило, более богаты кремнекислотой, чем пироксеновые. Это отражается на микроструктуре их основной массы: при микролитовом типе ее микролиты очень мелкие; распространенным является также фельзодацитовый тип микроструктуры. Слюдяные и особенно роговообманковые андезиты распространены в Венгрии, откуда они и стали раньше других известны, почему для роговообманковых андезитов даже предлагалось название хунгаритов (Hungary — Венгрия). Циркель (1866) в своей классификации к собственно андезитам относил первоначально только роговообманковые и слюдяные андезиты.

Палеотипные роговообманковые и слюдяные андезитовые порфириты отличаются от соответствующих кайнотипных андезитов прежде всего ясно выраженными следами вторичных изменений; благодаря этому ок-

раска их большей частью красная или бурая, вследствие развития окислов железа, или зеленоватая, благодаря развитию хлорита; полевые шпаты в них в большей или меньшей степени помутнели, а вместо стекла наблюдается вторичный тонкий аллотриоморфнозернистый агрегат продуктов девитрификации. Примером роговообманковых андезитовых порфиритов могут служить роговообманковые андезинофиры Е. С. Федорова (1901_1) из Богословского округа (Карпинский район) на Урале, хотя часть их, может быть, представляет жильные породы и должна быть отнесена к диоритовым порфиритам.

Кроме перечисленных разновидностей андезитовых порфиритов, иногда выделяют плагиоклазовые порфириты по тому признаку, что в них содержатся фенокристаллы только одного плагиоклаза — олигоклаза, андезина или лабрадора, а порфировые выделения цветных минералов отсутствуют. В остальном эти плагиоклазовые порфириты походят на обычные андезитовые порфириты с выделениями плагиоклаза и цветного минерала. Они имеют как бы более лейкократовый характер, хотя связаны переходами и с более основными порфиритами. Афанитовыми и обычно при этом богатыми миндалинами разновидностями порфиритов являются, может быть, некоторые спилиты, относящиеся в большей их части к группе базальтов и афанитовых диабазов.

Вообще, как уже указывалось, различать андезитовые порфириты и базальтовые порфириты достаточно трудно, и это обстоятельство послужило основанием для введения таких общих и в сущности довольно неопределенных терминов, как плагиоклазовые порфириты, плагиоклаз-пироксеновые порфириты и т. п.

Е. С. Федоров (1901_2) предлагал называть их по составу плагиоклаза фенокристаллов, пользуясь прилагательным для указания на характер фенокристаллов цветного минерала. Так, он различал авгитовые лабрадорофиры, роговообманковые андезинофиры, роговообманковые олигоклазофиры и т. д. Эта номенклатура, однако, не получила широкого распространения.

По геологическим ассоциациям андезиты и андезитовые порфириты являются типичными известково-щелочными горными породами, как это выражено и в их петрографических особенностях. Андезиты встречаются совместно с базальтами, с одной стороны, и дацитами — с другой, а андезитовые порфириты — одни вместе с кварцевыми порфиритами, другие с диабазами и базальтовыми порфиритами. Кроме того, все перечисленные типы андезитов и порфиритов очень тесно связаны друг с другом.

Само название «андезит» напоминает о распространении этой горной породы в Андах (Бекке, 1903), вулканы которых составляют часть современного Тихоокеанского вулканического пояса.

Среди лав современных вулканов, образующих этот пояс, андезиты являются преобладающими. К ним присоединяются здесь базальты и в гораздо меньшем количестве дациты и риолиты. Как только что сказано, этот вулканический пояс окружает Тихий океан, но во внутренней части, на островах Тихого океана, андезиты почти отсутствуют. Здесь мы имеем ассоциацию базальтов и щелочных пород. Отсутствуют андезиты и среди лав Атлантического океана. В третьей области молодого вулканизма — Средиземноморской — андезиты встречаются обособленно от щелочных пород.

Андезиты — типичные породы Закарпатья (Соболев и др., 1947) и Венгрии (Мауриц, 1927), распространены между Карпатами и Альпами, но по другую сторону Альп мы встречаемся с щелочными калиевыми породами, в форландах Альп их заменяют щелочные натровые породы.

Андезиты представлены на Санторине (Рэкк, 1936). Среди молодых лав они широко развиты на Кавказе.

В пределах СССР районы распространения молодых андезитов: 1) Камчатка (А. Н. Заварицкий, 1940; А. Н. Заварицкий, Б. И. Пийп и Г. С. Горшков, 1954), Курильские острова и частью другие районы Дальнего Востока, 2) Кавказ и отчасти Крым. Эти две удаленные провинции имеют отличительные черты в химическом составе андезитов. На нашем Дальнем Востоке, как и для всех восточноазиатских вулканических и тектонических дуг, состав андезитов отличается повышенным содержанием полевошпатовой извести по сравнению со средним для андезитов всего мира. В составе кавказских андезитов можно отметить некоторое повышенное содержание калия.

Распространение андезитов среди современных лав показывает, что образование андезитовой магмы связано с зонами происходящего горообразования и складчатости. Здесь они встречаются вместе с базальтами и представлены главным образом пироксеновыми андезитами. Слюдяные и роговообманковые андезиты в десятки раз менее распространены и играют ту же роль по отношению к пироксеновым андезитам, как трахиты по отношению к базальтам на вулканических островах среди океанов. Пироксеновые андезиты довольно редко встречаются вместе с платобазальтами. Лавы андезитового состава более свойственны центральным извержениям и вулканам этого типа, особенно типу стратовулканов.

Обращаясь к андезитовым порфиритам, мы, естественно, можем ожидать их нахождения в тех условиях прошлого, которые соответствуют условиям нахождения их в настоящем, и действительно они очень распространены в древних горных сооружениях. Они также находятся здесь совместно с базальтовыми порфиритами, и, как уже неоднократно упоминалось, вследствие трудностей различия в палеотипных порфиритах их первоначального состава (базальтового или андезитового), эти порфириты часто не разделяются. В каждой зеленокаменной зоне древних хребтов главная масса — излияния порфиритов и их вулканические туфы Эти порфириты и туфы частью должны быть отнесены к базальтовым порфиритам и соответствующим туфам, частью к андезитам и их туфам. О роли горных пород спилитовой серии уже говорилось раньше.

Андезиты образуют потоки лавы с глыбовой поверхностью, а также экструзивные формы — купола и обелиски — при большей вязкости более кислых андезитовых лав (гиперстеновых, роговообманковых и слюдяных). Знаменитый купол и игла вулкана Мон-Пеле (см. выше, фиг. 38; Лакруа, 1907), купола последних извержений Санторина сложены гиперстеновыми андезитами (Рэкк, 1936), купол вулкана Шивелуч — роговообманковыми (А. Н. Заварицкий и др., 1954). Образование куполов, как мы знаем, связано с вязкостью лавы, которая в свою очередь зависит от температуры. Иногда, как, например, при извержении Санторина в 1925—1926 гг., повышение температуры в куполе вызывает появление потока. Потоки андезитовых лав являются наиболее обычной формой нахождения этих горных пород. Кроме потоков и куполов, андезиты, естественно, образуют в вулканических областях также дайки и интрузивные залежи. Андезитовая магма относительно богата газами, в ней растворенными, и с этим связаны такие катастрофические извержения, как извержения Мон-Пеле, Кракатау и др.

Метаморфизм андезитов и андезитовых порфиритов в условиях образования метаморфических пород зеленокаменной фации, характеризующейся развитием альбита, хлорита, эпидота, уралита и т. п., превращает эти породы в зеленокаменные порфириты, очень близкие по минерально-

му составу к зеленокаменным порфиритам, происшедшим из базальтовых пород. Когда при метаморфизме структура основной массы уже не сохранилась, различить их под микроскопом бывает невозможно.

В зеленокаменных порфиритах, сохранивших свою порфировую структуру, фенокристаллы плагиоклаза бывают часто полностью альбитизированы и порода превращается в альбитофир, отличающийся от более кислых альбитофиров дацитового или трахитового состава только несколько бо́льшим развитием темных вторичных минералов (хлорита, эпидота и т. д.), часто трудно улавливаемым при наблюдении под микроскопом.

Изменение андезитов, похожее на зеленокаменный их метаморфизм, представляет и пропилитизация, возникающая под действием термальных рудоносных растворов. Измененные таким образом андезиты, так называемые пропилиты, обладают признаками, сближающими их с типичными палеотипными порфиритами. Полевой шпат в них теряет свой свежий вид, цветные минералы хлоритизируются часто одновременно с развитием эпидота или уралитовой роговой обманки, а первичная андезитовая основная масса переходит в мелкозернистый агрегат альбита, кварца, хлорита, эпидота и кальцита. Характерна импрегнация пирита.

Химический состав андезитов

В табл. 21 приведены средние химические составы андезитов вообще и разных их типов (по Дэли, 1933).

Таблица 21

	I	II	III	IV	V
SiO_2	59,59	57,50	59,48	61,12	62,25
TiO_2	0,77	0,79	0,48	0,42	1,65
Al_2O_3	17,31	17,33	17,38	17,65	16,10
Fe_2O_3	3,33	3,78	2,96	2,89	3,62
FeO	3,13	3,62	3,67	2,40	2,20
MnO	0,18	0,22	0,15	0,15	0,21
MgO	2,75	2,86	3,28	2,44	2,03
CaO	5,80	5,83	6,61	5,80	4,05
Na_2O	3,53	3,53	3,41	3,83	3,55
K_2O	2,04	2,36	1,64	1,72	2,44
H_2O	1,26	1,88	0,74	1,43	1,50
P_2O_5	0,26	0,30	0,20	0,15	0,40

I — андезиты вообще
II — авгитовые андезиты
III — гиперстеновые андезиты
IV — роговообманковые андезиты
V — слюдяные андезиты

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	11,1	6,4	12,0	70,5	—	51,8	40,6	7,6	75,3
II —	11,6	6,3	13,4	68,7	—	53,4	38,1	8,5	69,5
III —	10,1	6,9	13,4	69,6	—	47,4	42,7	9,9	76,4
IV —	11,3	6,6	10,0	72,1	—	50,0	43,0	7,0	77,5
V —	11,6	5,0	9,6	73,8	4,4	58,4	37,2	—	68,7

Сравнение этих числовых характеристик с характеристиками глубинных пород (диоритов) ясно указывает на сходство с диоритами, и подобно тому, как и в других группах, эффузивные типы отличаются, по сравнению с глубинными, большей величиной параметров a и меньшей b.

Сравнение числовых характеристик средних составов андезитов разных типов показывает, что они располагаются в довольно правильный ряд, начиная от более основных — авгитовых до наиболее кислых — слюдяных.

Глава IX

ГРУППА ПЕРЕСЫЩЕННЫХ КРЕМНЕКИСЛОТОЙ КВАРЦЕВО-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ГРАНИТА — РИОЛИТА И ГРАНОДИОРИТА — ДАЦИТА

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Горные породы этой группы, как мы уже видели, подобно горным породам группы габбро — базальта, чрезвычайно широко распространены, но в противоположность тому, что мы видели в группе габбро — базальта, преобладающими здесь являются глубинные, интрузивные горные породы, а не эффузивные. Если сравнить распространенность интрузивных горных пород, принадлежащих к группе кислых кварцево-полевошпатовых, с распространенностью основных интрузивных горных пород, то для территории нашей страны можно считать, что кислые интрузии занимают площадь по крайней мере раз в пятнадцать бóльшую, чем основные. Если же сравнить распространенность, с одной стороны, интрузивных кислых изверженных пород с экструзивными представителями той же группы, то окажется, что выходы интрузивных горных пород этой группы занимают площадь раза в четыре бóльшую, чем экструзивные. При этом надо считаться еще с тем, что экструзивные, излившиеся на поверхность породы наблюдаются в виде сравнительно тонкого плаща, тогда как интрузивные распространяются на большие глубины.

Но не только в отношении распространенности интрузивных и экструзивных типов существует резкий контраст между группами габбро-базальтовой и гранито-риолитовой. Как говорилось в своем месте, базальты — преобладающие горные породы в первой группе — являются наиболее типичной изверженной горной породой, образование которой путем кристаллизации расплавленной силикатной магмы происходит на наших глазах и является вполне очевидным фактом; граниты же, образовавшиеся на глубине, состоят из минералов, требующих для своего образования участия летучих составных частей магмы, и обнаруживают признаки, которые иногда трудно объяснить простой кристаллизацией силикатного расплава. Эти признаки будут рассмотрены в дальнейшем.

Природа гранитов, как изверженных горных пород, образовавшихся путем кристаллизации внедрившейся в земную кору порции магмы, для одних месторождений не может вызывать сомнений. В других же случаях граниты так тесно связаны с метаморфическими горными породами — гнейсами, происшедшими путем изменения пород осадочных, что теряется граница между гранитом и вмещающей метаморфической горной породой, почему естественно возникает вопрос: не могут ли некоторые граниты образоваться путем метаморфическим, т. е. не из жидкой расплавленной магмы?

Как доводы в пользу существования настоящей гранитной (гранодиоритовой и т. п.) магмы указываются следующие геологические факты.

1) существование несомненно экструзивных вулканических горных пород того же состава — риолиты, дациты; 2) несомненная относительно высокая температура образования, как это видно по контактовому воздействию на боковые породы; 3) залегание в формах, свойственных вообще интрузивным изверженным породам, в частности в виде дайк, секущих боковые породы, и апофиз от более значительных масс, включений боковых пород и т. п.; 4) резкие секущие контакты во многих случаях; 5) переходы в другие, явно магматические породы; 6) связь гранитов с габбровыми породами в некоторых интрузиях (Инсизва, Сёдбери и т. п.), которая может быть объяснена только дифференциацией габбровой магмы.

Главным образом эти геологические признаки послужили основанием для того, чтобы относить к настоящим изверженным породам те граниты, которые этими признаками обладают.

Таким образом, граниты, хотя бы частью являются настоящими изверженными горными породами и подлежат нашему рассмотрению наряду с другими такими же породами. Это, конечно, не исключает возможности образования гранитов и другим (метаморфическим) путем. Они должны быть рассмотрены в своем месте, наряду с породами метаморфическими. Однако это различие не всегда легко установить для каждого данного массива.

Оставляя в стороне гипотезы о происхождении гранита, мы будем исходить из признаков состава и структуры гранитов, а также условий их нахождения.

По геологическим условиям и форме нахождения гранитов различают два их типа. Один из них в главных своих особенностях мало чем отличается от других глубинных изверженных горных пород. Граниты этого типа образуют такие же, как и другие глубинные изверженные горные породы, интрузивные тела или массивы (плутоны), классификация которых уже была дана в первой части (стр. 95). Это — батолиты, штоки, лакколиты, дайки и т. д. Гранитные массы здесь резко отделяются от вмещающих пород, которые вблизи с плутонами обнаруживают явления контактового метаморфизма, указывающие на высокую температуру и в большей или меньшей степени привнос вещества из гранитной магмы в окружающие породы. Это — интрузивные породы.

С другой стороны, мы встречаемся с гранитами, распространенными на огромных пространствах и представляющими размытые глубокие части земной коры. Это граниты древних кристаллических щитов и кристаллического основания платформ. Здесь вещество гранита, тесно проникая в древние породы, как бы смешивается с веществом этих пород, образуя мигматиты и давая непрерывный и часто незаметный переход от гранита к метаморфизованной вмещающей породе, в которой при метаморфизме и видимом внедрении гранита развиваются существенные минералы гранита метасоматически, и эта порода, таким образом, превращается в агрегат минералов, по составу, а иногда и по структуре не отличающийся от проникающего в эти метаморфические породы гранита. Это так называемые анатектические граниты или, как их тоже иногда называют, граниты кристаллического основания.

Однако различия между интрузивными гранитами и гранитами анатектическими, достаточно определенные во многих, может быть даже в большинстве случаев, в других случаях становятся мало заметными, и мы имеем переходные типы.

Анатектические граниты — характерные образования для древних щитов и платформ, но и в более молодых геосинклинальных зонах мы

встречаемся с кристаллическими комплексами, во многих существенных чертах повторяющими те явления, которые более свойственны кристаллическим щитам. Как пример этого можно привести знаменитый уральский Ильменский комплекс, формирование которого относится к варисскому времени (240 млн. лет), но который чрезвычайно похож на комплекс древних докембрийских пород Онтарио.

Главные признаки метаморфических явлений и происхождение анатектических гранитов должны быть рассмотрены вместе с метаморфизмом вообще, а сейчас мы переходим к описанию гранитных пород, их состава и структуры.

ГРАНИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ; ПЛАГИОГРАНИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ

Зернистые глубинные, интрузивные кварцево-полевошпатовые изверженные породы могут быть подразделены главным образом по характеру полевого шпата, который в них является преобладающим минералом. Среди них мы различаем две подгруппы: а) граниты и гранодиориты и б) плагиограниты и кварцевые диориты.

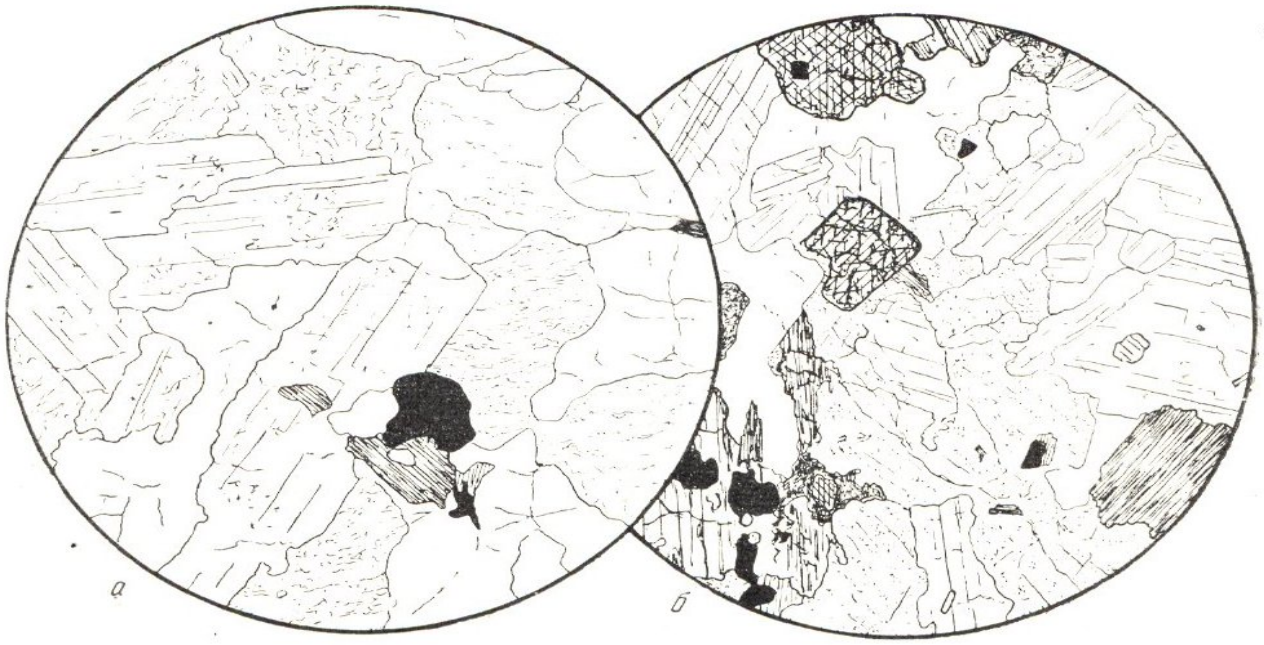
Граниты (фиг. 121*а*) — полнокристаллические и яснокристаллические равномернозернистые или иногда порфировидные горные породы, состоящие из кварца и существенного, преобладающего количества полевого шпата, в значительной мере щелочного. Иначе: зернистые кварцевые породы со щелочным полевым шпатом, являющимся существенным минералом.

Гранодиориты (фиг. 122) — существенно кварцевые породы с полевым шпатом, преобладающе известково-натровым и лишь в меньшем количестве щелочным калиевым или калинатровым.

Иногда, особенно в американской литературе, граниты, в которые плагиоклаз и калиевый или калинатровый полевой шпат, входят приблизительно в равных количествах, называют кварцевыми монцонитами (фиг. 121*б*). Почти в том же смысле употребляют название «адамеллиты».

Название «адамеллиты» было употреблено сначала Катрейном (1890) для обозначения кварцевого диорита из Адамелло, содержащего всего около 5% ортоклаза, а затем Брёггер (1895) предложил применять его для кислых членов выделяемой им монцонитовой серии горных пород, характеризующейся равным количеством плагиоклаза и ортоклаза. Таким образом, термин этот имел сначала чисто местное значение. Его расширение вообще на породы гранитовой группы с равным количеством ортоклаза и плагиоклаза нерационально, так как в таком случае пришлось бы адамеллитами называть огромное число типичных известково-щелочных гранитов, которые всегда содержат плагиоклаз в количестве, мало уступающем и даже превышающем количество ортоклаза. Так, например, лаузицский гранит, который давно считается нормальным типичным представителем этой горной породы, состоит из 34% олигоклаза, 23% ортоклаза, 26% кварца и 17% цветных минералов. По подсчетам Фогта (1931), в граните с 68% SiO_2 — ортоклаза 20%, альбита 34%, анортита 11%, кварца 28% и цветных минералов 12%; в граните с 76% SiO_2 — ортоклаза 28%, альбита 29%, анортита 4%, кварца 25% и цветных минералов 4%.

Кварцево-полевошпатовые породы с содержанием плагиоклаза (олигоклаза), равным содержанию ортоклаза, уже настолько давно было принято называть гранитами, и этот термин так вошел в литературу, что когда в конце прошлого века Беккеру и Линдгрену (Линдгрен, 1897.



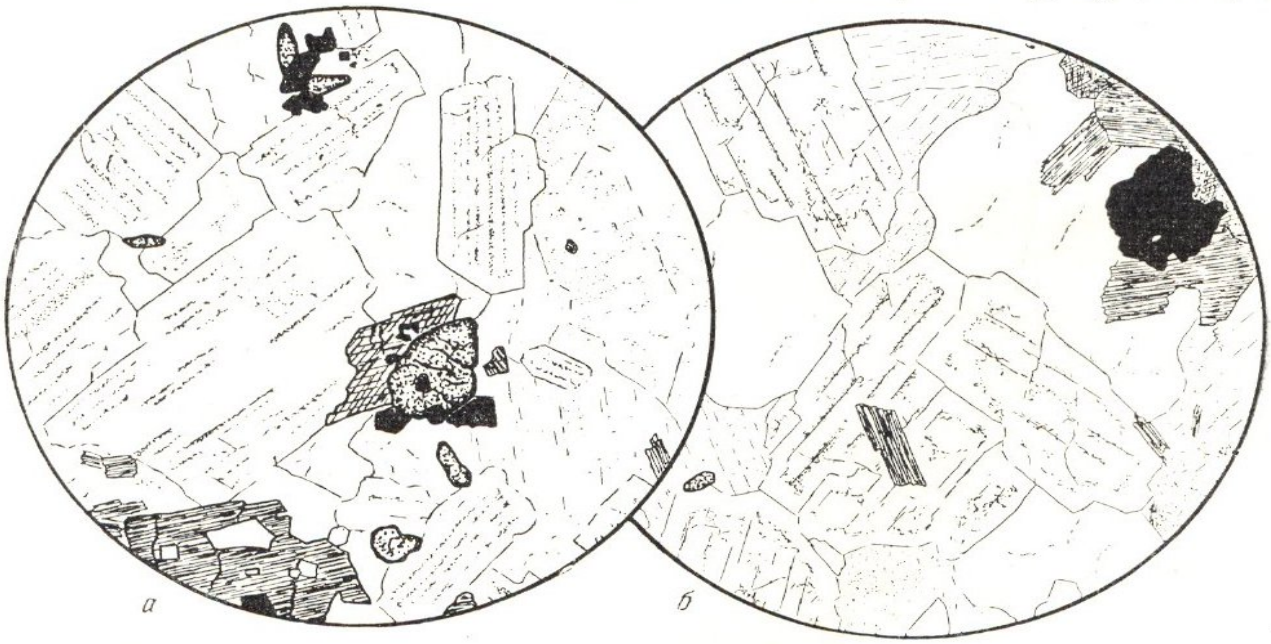
Фиг. 121.

а. Гранит нормальный биотитовый. Баян-Аульский район, Казахстан.

Олигоклаз, немного серицитизированный; калиевый полевой шпат с пертитовыми вростками; кварц и биотит; акцессорный магнетит. Типичная гипидиоморфнозернистая (гранитовая) структура; d = = 4,3 мм

б. Кварцевый монцонит. Река Тава, Фергана, Средняя Азия.

Плагиоклаз (олигоклаз-андезин), калиевый полевой шпат, кварц, биотит (справа внизу), авгит, акцессорный магнетит и случайная роговая обманка. Гипидиоморфнозернистая структура; d = 4,3 мм



Фиг. 122 Гранодиориты. Типичная гипидиоморфнозернистая структура.

Плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка (*а*) или биотит (*б*) и акцессорный магнетит, сфен (*а*) или циркон (*б*).

а — Ишим, Казахстан; d = 3,1 мм; *б* — Витимское плоскогорье, Забайкалье; d = 2,0 мм. По Половинкиной и др., 1948.

1900) встретилась необходимость выделить из гранитов более богатые плагиоклазом породы — гранодиориты, чрезвычайно распространенные в горах Сьерра-Невады Северной Америки, то за границу, разделяющую гранодиориты и граниты, они взяли отношение 2 плагиоклаза: 1 ортоклаз, т. е. горные породы с равным количеством ортоклаза и плагиоклаза были отнесены к гранитам. Если придерживаться строго точки зрения Брёггера на адамеллиты (т. е. кварцевые монцониты) как на кислые кварцевые члены монцонитового ряда, то нельзя упускать из виду то, что в монцонитах ортоклаз сочетается с довольно основным плагиоклазом (не кислее № 40, в отличие от сиенито-диоритов, где плагиоклаз может быть и кислым), и тогда адамеллитами можно было бы назвать содержащую плагиоклаз разновидность гранитов с более основным плагиоклазом, чем обычно, т. е. с андезином — лабрадором. Лучше избегать названия «адамеллит», как, по-видимому, и делает большинство петрографов, хотя некоторые авторы расширяют это понятие до гранитов с почти равным количеством ортоклаза и плагиоклаза и даже включают сюда гранодиориты. Лакруа (1933) для этих гранитных пород пользуется названием «монцонитовые граниты» (granites monzonitiques), а для гранодиоритов с преобладанием плагиоклаза над ортоклазом — «акеритовые граниты» (granites akéritiques).

И кварцевые монцониты, и адамеллиты являются лишь разновидностями гранитов, и притом не отличающимися от обычных и распространенных членов этой группы, к которой непосредственно примыкают гранодиориты.

Гранитные породы вообще породы лейкократовые. Нормально количество цветных минералов в граните около 5—10%, редко выше, в гранодиорите около 15%; иногда в гранитах оно падает почти до нуля (аляскитовые граниты). Кварца в гранитах около 25—30%, а в гранодиорите 20—25%. Таким образом, главной составной частью являются полевые шпаты, и естественно, что разделение рассматриваемой группы горных пород должны быть основано прежде всего на характере полевого шпата. Второстепенное значение имеет характер цветного минерала.

Из определения ясно, что по минеральному составу граниты могут отличаться: а) содержанием только щелочного полевого шпата или же, наряду с ним, и большего или меньшего количества известково-натрового плагиоклаза; б) характером щелочного полевого шпата и в) характером других минералов, содержащихся вместе с кварцем и полевыми шпатами. Поэтому классификация гранитов и может быть основана: 1) на характере вообще полевого шпата, т. е. на присутствии или полном (почти полном) отсутствии известковистого плагиоклаза, и на характере щелочного полевого шпата; 2) на характере преобладающего цветного минерала.

Граниты без содержащего известь плагиоклаза называют щелочными, причем очень многие петрографы называют щелочными те из гранитов без плагиоклаза, которые содержат вместе с тем щелочной пироксен или щелочную роговую обманку. К щелочным калиевым гранитам, однако, естественно надо относить и некоторые слюдяные граниты, лишенные совсем плагиоклаза; слюда у них — биотит, сопровождаемый мусковитом, иногда слюда содержит литий.

Граниты, содержащие известково-натровый плагиоклаз, называют известково-щелочными, или нормальными, и к этим известково-щелочным гранитам примыкают гранодиориты, в которых количество ортоклаза уже значительно меньше, чем плагиоклаза, а именно составляет только 20%, тогда как в гранитах количество калиевого полевого шпата, как правило,

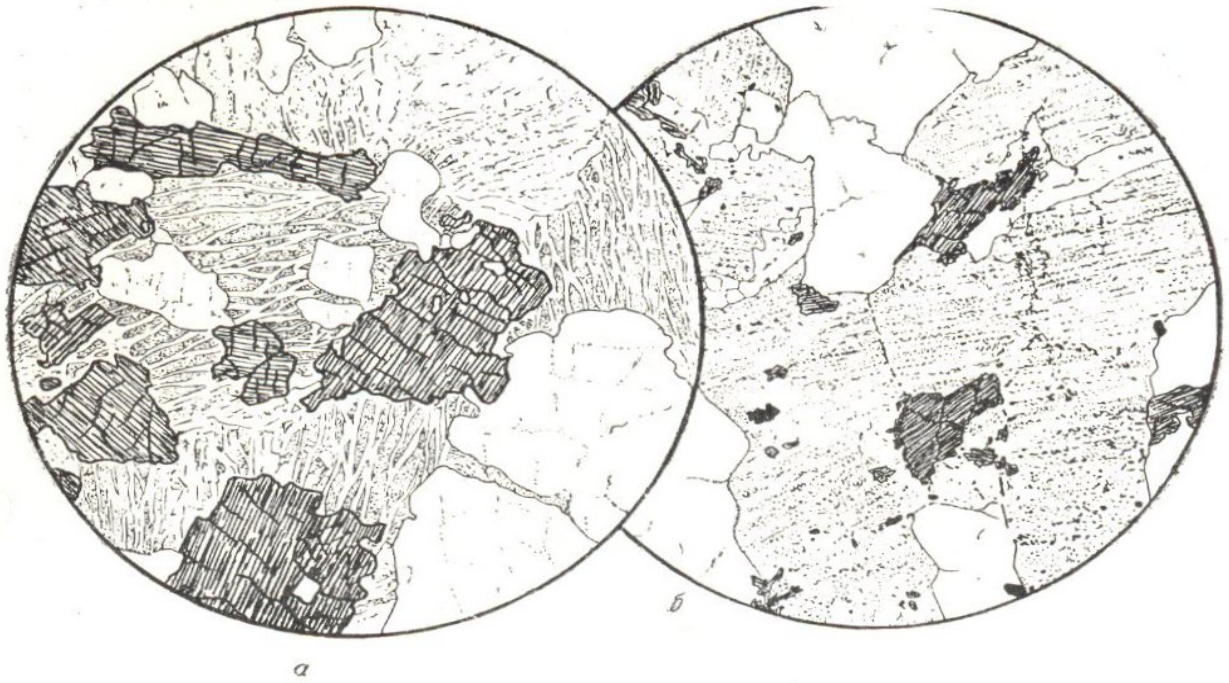
не меньше 30%. В некоторых бедных калием разновидностях известково-щелочных гранитов щелочной калиевый полевой шпат как самостоятельный минерал исчезает совершенно. Такие разновидности гранитных пород состоят из 20—30% кварца и кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза) с примесью цветного минерала. Они по качественному минеральному составу похожи на кварцевые диориты, но содержат большее количество щелочей (натра) и кремнезема, а также меньше железисто-магнезиальных составных частей. По химическому составу они отвечают гранитам, в которых значительная часть калия заменена натрием. Е. С. Федоров (1901 $_1$) при исследовании на Северном Урале обратил внимание на такие безортоклазовые граниты, а затем было показано их широкое распространение на Урале. Эти гранитовые породы можно назвать плагиогранитами. К числу их относятся некоторые типы гранитов, описанные под особыми именами. Таков, например, фарсундит из Южной Норвегии — плагиоклазовый гранит, названный так Кольдерупом (1903). К плагиогранитам относятся и типичные трондьемиты Южной Норвегии (Гольдшмидт, 1916).

В щелочных гранитах щелочной полевой шпат большей частью кали-натровый (микропертит, микроклин-микропертит, анортоклаз), реже чистый натровый (альбит), еще реже чистый калиевый (ортоклаз и микроклин). Темные составные части щелочных гранитов: щелочные роговые обманки (рибекит, арфведсонит), щелочные пироксены (эгирин-авгит, эгирин), биотит, иногда содержащий литий; акцессорные минералы: апатит, циркон; иногда встречается диопсид. Обыкновенно по характеру цветного минерала различают такие виды щелочных гранитов: 1) биотитовый и слюдяной (иногда с небольшим количеством щелочного пироксена и амфибола), 2) рибекитовый (фиг. 123 *б*) и арфведсонитовый, 3) эгириновый (фиг. 123 *а*) и переходные типы с ранее указанными; можно выделять также 4) щелочной аляскит почти или совершенно без цветных минералов.

В щелочных гранитах преобладающим минералом является щелочной полевой шпат. Поэтому эти граниты также могут быть разделены на две группы — натровые и калиевые, сообразно с тем или другим составом их главного компонента — полевого шпата. В натровых щелочных гранитах мы встречаем микропертит, анортоклаз и альбит. Цветные минералы — натровый пироксен и амфибол, реже биотит. В калиевых щелочных гранитах полевой шпат почти исключительно калиевый или лишь с ничтожной примесью очень кислого плагиоклаза, цветной минерал — биотит.

В нормальных или известково-щелочных гранитах щелочной калиевый полевой шпат — чаще всего ортоклаз или микроклин, нередки также пертитовые срастания (ортоклаз-микропертит и микроклин-микропертит), реже встречается анортоклаз. В известково-щелочных гранитах почти не встречается самостоятельно альбит; в твердом растворе с анортитом он входит в состав плагиоклаза. Поэтому, если в химическом составе типичного нормального гранита вместо калия присутствует натрий, такие породы оказываются плагиогранитами, содержащими только плагиоклаз. Во всем остальном химические составы таких пород, с одной стороны, содержащих калий (гранитов), а с другой — натрий (плагиогранитов), могут быть одинаковы.

Плагиограниты, как мы видели, отличаются от кварцевых диоритов, представляющих собой тоже горные породы существенно плагиоклазовые и с кварцем. Кварцевые диориты содержат несколько меньше кварца (обычно не больше 20%) и плагиоклаз их более основного характера (не



Фиг. 123.

а. Эгириновый гранит. Бердяуш, Урал.

Калиевый [полевой] шпат с жилковатым пертитом, кварц в неправильно округлых зернах и густо окрашенный эгирин; $d = 4{,}0$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1937

б. Рибекитовый гранит. Туркоджа, Румыния.

Калиевый полевой шпат, кварц, ксеноморфные зерна рибекита; $d = 4{,}0$ мм. По Рейнишу, 1920



Фиг. 124. Аляскит. Баян-Аульский район, Казахстан

Калиевый полевой шпат с пертитовыми вростками, кварц и олигоклаз. Цветные минералы отсутствуют. Гранитовая структура; $d = 4{,}3$ мм

кислее основного олигоклаза). Вместе с тем в кварцевых диоритах увеличивается количество цветного минерала.

Второстепенными компонентами гранитов и гранодиоритов являются цветные минералы: биотит и иногда мусковит, обыкновенная роговая обманка, иногда диопсид, еще реже ромбические пироксены; акцессорные примеси — апатит, циркон, титанит, магнетит, ильменит, гематит, иногда другие более редкие минералы. Обыкновенно указываются такие виды нормальных гранитов: 1) аляскит (фиг. 124) без темных составных



Фиг. 125.

а. Литионитовый гранит. Шнееберг, Саксония.

Топаз (вверху) и бледно окрашенная, но с плеохроичными двориками литиевая слюда среди калиевого полевого шпата, олигоклаза и кварца; $d = 4{,}7$ мм

б. Турмалиновый гранит. Кара-Куль, Туркестанский хребет, Средняя Азия.

Зеленовато-синий, зональный турмалин рельефно выделяется в кварцево-полевошпатовой массе породы. Первоначальная структура гранита изменена при окварцевании и перекристаллизации породы; $d = 5{,}6$ мм

частей; 2) двуслюдяной гранит с мусковитом и биотитом; 3) биотитовый гранит (фиг. 121*а*) (гранитит Розенбуша); 4) роговообманковый гранит; 5) пироксеновые граниты — диопсидовый и гиперстеновый и различные переходные типы между 3, 4 и 5.

Выделяют еще литионитовый (фиг. 125*а*) и турмалиновый (фиг. 125*б*) граниты, но и литиевая слюда, почти всегда сопровождаемая топазом, и турмалин — минералы, возникающие в эпимагматическую стадию при пневматолитических процессах. Таким же является большей частью и мусковит, хотя, быть может, в некоторых условиях кристаллизации под давлением он может выделяться и из магмы.

Плагиоклаз в нормальных гранитах — альбит-олигоклаз, олигоклаз, но иногда даже андезин (от № 10 до № 40), причем основность его и относительное количество меньше в биотитовых, больше в роговообманковых и еще больше в пироксеновых гранитах (монцонитовые граниты и «адамеллиты»).

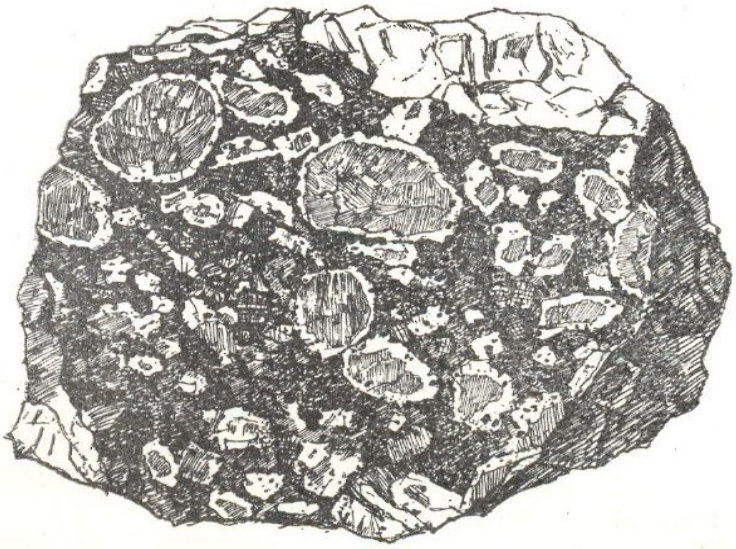
Вообще надо заметить, что в ряду гранодиорит— гранит существует определенная связь между постепенным изменением полевошпатовых

элементов, характером цветных минералов и, отчасти, количеством кварца. По мере возрастания кислотности породы обыкновенно увеличивается щелочность полевошпатовых составных частей, а цветные минералы изменяются в направлении от пироксена через роговую обманку к биотиту.

Своеобразный вид гранитов составляют чарнокиты — гиперстеновые и диопсидово-гиперстеновые граниты, в которых плагиоклаз или отсутствует, или содержится в небольшом количестве и относится к олигоклазу или андезину. Характерной особенностью чарнокитов нередко является то, что в микропертите, представляющем главный минерал этой горной породы, полевошпатовые вростки являются не альбитом, как обычно, а олигоклазом и даже андезин-олигоклазом. Наряду с пертитом наблюдается и антипертит. Калиевый полевой шпат представлен обычно микроклином.

Макроскопически порода имеет грубогнейсовидный облик, довольно темного цвета (голубовато-зеленого) от темной окраски полевых шпатов и кварца (голубоватого).

Чарнокиты находятся в определенной геологической ассоциации с анортозитами и связаны рядом промежуточных пород, образуя так называемую чарнокит - анортозитовую серию. Возможно, однако, что некоторые чарнокиты являются не изверженными породами, а метаморфическими, относясь к группе гнейсов, возникших в условиях глубинного метаморфизма.



Фиг. 126. Гранит-рапакиви. Бердяуш, Урал.
Крупные довольно хорошо округленные овоиды красноватого калиевого полевого шпата с белой олигоклазовой каймой в темной основной массе. Рисунок с полированной поверхности образца. Около половины натуральной величины
По А. Н. Заварицкому, 1937.

К числу важных разновидностей гранитов относится рапакиви (фиг. 126). Это существенно калиевые граниты, в которых прежде всего замечательна структура. Выделения красноватого ортоклаза крупных размеров имеют округлую форму овоидов, обросших оболочкой из олигоклаза. Размеры их достигают нескольких сантиметров. Такие овоиды переполняют породу и сцементированы зернистой основной массой из ортоклаза, плагиоклаза, кварца, сильно железистого биотита и роговой обманки. Кварц всегда в идиоморфных округлых зернах; иногда в пойкилитовых вростках во всех минералах. Как акцессорные минералы обычны апатит, магнетит; распространен флюорит; встречаются ортит и другие. Иногда попадаются оливин (сильно железистый — гортонолит) и диопсид внутри роговой обманки. Получило широкую известность рапакиви из окрестностей Выборга, из Швеции, с Украины, но такая же порода известна на Урале и в менее типичном виде в других местах.

В гранодиоритах цветным минералом чаще всего бывают или роговая обманка, или биотит, или оба эти минерала вместе. Пироксен встречается в гранодиоритах чаще, чем в гранитах.

Относительно составных частей гранитов (и гранодиоритов) нужно сделать следующие замечания.

Главными составными частями, как уже было сказано, являются полевые шпаты, составляющие около двух третей всей массы. Они представлены калиевым или калинатровым полевым шпатом и плагиоклазом.

Калиевый полевой шпат — обычно ортоклаз, макроскопически красный, розовый или желтоватый. Часто по этой окраске его можно невооруженным глазом отличить от белого или даже зеленоватого плагиоклаза, но этот признак применим не всегда. Под микроскопом чаще всего калиевый полевой шпат кажется слегка запыленным, и иногда ясно, что его красная окраска, видимая невооруженным глазом, зависит от тонкой пыли окиси железа. Разложенный калиевый полевой шпат мутнеет с образованием пыли вторичных минералов, главным образом каолина.

Обыкновенно калиевый полевой шпат представлен ортоклазом в простых кристаллических зернах или карлсбадских (редко бавенских) двойниках. В некоторых случаях он с пертитовыми вростками альбита, более или менее обильными. Анортоклаз с малым углом оптических осей также встречается в некоторых гранитах. По-видимому, в древних гранитах он распадается, превращаясь в микропертит, но имеются палеозойские граниты с анортоклазом, например на горе Магнитной на Урале и в других местах. Анортоклаз с малым углом оптических осей наблюдался в ряде новых (третичных) гранитов (Кавказ, Дальний Восток), но его присутствие не указывает обязательно на молодой возраст гранитов. Как ортоклаз, так и анортоклаз под микроскопом иногда кажутся помутневшими, а иногда свежими. В последнем случае можно видеть спайность и изредка заметно зональное строение.

Микроклин со своей характерной двойниковой решеткой обычно не запыленный, как ортоклаз, иногда встречается вместе с ортоклазом, но чаще можно различать граниты ортоклазовые и граниты микроклиновые. Он также нередко содержит микропертитовые вростки. Как ортоклаз, так и микроклин обнаруживают кристаллические грани только в соприкосновении с кварцем, да и то не всегда. По отношению к другим минералам они ксеноморфны.

Плагиоклаз в гранитах имеет состав от альбита до олигоклаза, реже он бывает более основным. Зональное строение хотя и встречается иногда, но в общем слабо выражено.

Кварц встречается в зернах двоякого рода: или явно ксеноморфных, причем иногда одно такое зерно представляет собой сросток двух и более неделимых, или же в округлых и неправильных зернах, не обнаруживающих ксеноморфизма по отношению к калиевому полевому шпату. Кроме того, кварц образует иногда или пегматитовые сростки с калиевым полевым шпатом, или в некоторых гранитах — мирмекитовые прорастания с плагиоклазом. Кварц гранитов часто содержит мельчайшие включения, которые при малых увеличениях кажутся пылинками, а при больших оказываются пузырьками, заполненными жидкостью, газом или тем и другим, а иногда с включениями кристалликов, например кубиков хлористого натрия. Пузырьки или круглые, или представляют так называемые отрицательные кристаллы. Следует также отметить, что кварц в гранитах легко приобретает волнистое погасание.

Биотит в гранитах железистый, сильно плеохроичный — от светлого соломенно-желтого до почти непрозрачного бурого цвета, в одних случаях с зеленоватыми, в других — с красноватыми оттенками. Разлагаясь, превращается в хлорит, с выделением магнетитовой пыли. Биотит нередко

ко срастается с зернами магнетита или других цветных минералов, если они присутствуют; содержит включения акцессорных минералов, причем около некоторых радиоактивных, как ортит, циркон и др., появляются характерные плеохроичные дворики.

Биотит иногда срастается в параллельные сростки с мусковитом, который присоединяется в некоторых гранитах к биотиту, а изредка даже полностью заменяет его («гранулиты» французских авторов). Слюда в гранитах имеет хорошо образованные грани (001), но с других сторон ее таблички имеют обыкновенно ксеноморфные очертания.

Амфибол в щелочноземельных гранитах представлен обыкновенно роговой обманкой, плеохроирующей в зеленых или буровато-зеленых тонах. Кристаллы ее в общем призматических очертаний, но довольно редко с хорошо образованными гранями призмы; разлагаясь, она замещается хлоритом, также эпидотом, иногда кварцем. В щелочных гранитах амфибол представлен рибекитом, арфведсонитом, иногда кросситом и другими щелочными амфиболами, которые встречаются или в плохо образованных кристаллах или в неправильных зернах.

Моноклинный пироксен, как уже говорилось, в нормальных, известково-щелочных гранитах — диопсид, в щелочных — эгирин-авгит и эгирин. Уже был упомянут тип гранитов, где как существенный минерал присутствует гиперстен.

Обычны акцессорные минералы гранитов: магнетит и ильменит, апатит, циркон, ортит, сфен; кроме того, в гранитах могут встречаться как акцессорные те весьма разнообразные минералы, которые в более значительном количестве встречаются в гранитных пегматитах.

По структуре среди гранитов и гранодиоритов можно различать следующие типы.

Прежде всего по абсолютной величине зерна различаются граниты и гранодиориты грубозернистые и крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые.

По относительной величине зерна гранитные породы можно разделять на равномернозернистые и порфировидные; в последнем случае в гранитах порфировидными выделениями являются обыкновенно калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), в порфировидных гранодиоритах фенокристаллы принадлежат плагиоклазу. И равномернозернистые и порфировидные граниты разделяются, как указано, по величине зерна, причем в порфировидных типах такое разделение должно быть проведено по величине зерен основной массы.

По взаимным отношениям компонентов структуру гранитов вообще можно назвать гипидиоморфнозернистой. Она различается главным образом в зависимости от порядка относительного идиоморфизма кварца и щелочного полевого шпата; именно, мы видели, что различают структуры гранитов нормальную или собственно гранитовую, если кварц ксеноморфен по отношению к полевому шпату; пегматитовую, если кварц кажется выделившимся одновременно с ортоклазом и находится в закономерных срастаниях с ним; гранулитовую, если кварц более идиоморфен, чем щелочной полевой шпат, и нередко образует в нем округлые или идиоморфные включения. Само собой понятно, что в гранодиоритах, где калиевый или калинатровый полевой шпат присутствует в подчиненном количестве, структуры пегматитовая и особенно гранулитовая не могут пользоваться распространением. Здесь особенно резко выступает ксеноморфизм кварца по отношению к плагиоклазу.

Общий порядок идиоморфизма остальных составных частей в известково-щелочных гранитах таков: 1) акцессорные минералы — апатит,

циркон, магнетит — обычно в хороших маленьких кристалликах, попадающихся как включения во всех минералах, 2) цветные минералы обычно идиоморфны в общих очертаниях, 3) плагиоклаз имеет такой вид, как будто он начинает выделяться большей частью или одновременно, или позднее начала, но раньше окончания выделения цветных минералов, и кристаллизация его заканчивается до окончания кристаллизации кварца и ортоклаза, 4) ортоклаз и кварц являются наиболее поздними минералами; микроклин часто кристаллизуется последним.

Надо заметить, что такой порядок выделения приписывался, а иногда еще теперь приписывается минералам гранитов на основании относительного идиоморфизма этих минералов. Но мы уже видели, что к таким заключениям, основанным на относительном идиоморфизме, надо относиться с осторожностью. Порядок выделения минералов несколько отличается у разных представителей группы кислых пород; в табл. 22 он представлен в форме графической схемы, данной Боуэном.

Таблица 22



Эта схема построена в предположении эвтектических соотношений между породообразующими минералами гранита.

Мы видим здесь, что кварц иногда начинает выделяться первым, иногда же после полевого шпата, но по времени окончания кристаллизации он является одним из последних. Наоборот, акцессорные минералы выделяются несколько раньше конца кристаллизации, но не являются «первыми выделениями» вообще. Из схемы видно, что «правило Розенбуша» более или менее справедливо только в отношении времени о к о н ч а н и я выделения разных минералов.

В щелочных гранитах взаимные отношения минералов таковы, что щелочные роговые обманки и пироксены имеют вид кристаллизовавшихся или одновременно с полевыми шпатами, или частью даже позднее полевых шпатов. Для зерен этих минералов нередко характерны крайне неправильные, лапчатые очертания.

Нередкими особенностями в микроструктуре гранитов являются следы магматических реакций и коррозии, именно образование в плагиоклазе (при соприкосновении его с микроклином) мирмекитовых вростков кварца, разъедание ортоклаза, микроклина и цветных минералов (особенно биотита) кварцем, разъедание кварца микроклином и ортоклазом.

По текстуре различают граниты нормальные или однородно массивные, в которых минералы расположены беспорядочно; гнейсовидные, когда минералы располагаются более или менее параллельными слоями (гнейсовидные граниты называют также гнейсо-гранитами); в шаровых

гранитах породообразующие минералы образуют местами шары, в которых они располагаются концентрическими слоями; так, ситовые или шлировые граниты обладают местными неправильными участками, в которых в большем количестве, чем в остальной массе, скопляются или цветные, или, наоборот, бесцветные минералы; миаролитовые граниты отличаются присутствием небольших неправильных пустот, стенки которых образованы друзами кристаллов, а сами пустоты выполнены иногда кальцитом и другими вторичными минералами. К особенностям текстуры, связанной с расположением минералов, можно отнести и такую катакластическую гнейсовидную структуру, которая возникает в гранитах благодаря образованию трещин и выделению по трещинам вторичных минералов, особенно бесцветной слюды. В некоторых случаях, при сильном развитии такой текстуры, гранит принимает вид слюдяного сланца.

Следы пьезокристаллизации или протоклаза, т. е. кристаллизации в условиях бокового давления во время дислокационных процессов, выражаются в гранитах также в параллельном расположении составных частей. Вейншенк (1894), который ввел понятие пьезокристаллизации, считал также результатом пьезокристаллизации наличие и других признаков, сходных с теми, которые вызываются динамометаморфизмом, т. е. в условиях бокового давления, действующего уже после окончания кристаллизации магмы: присутствие в свежих полевых шпатах клиноцоизита, силлиманита или мусковита, присутствие таких минералов, как дистен и гранат. Измененный динамометаморфизмом альпийский гранит с хлоритом, заместившим биотит, получил название п р о т о г и н а.

Рассматривая более основные изверженные горные породы, чем граниты, мы видели, что под влиянием метаморфизма, вызванного горообразовательными процессами, эти горные породы изменяются и превращаются в метаморфические породы, которые по степени метаморфизма объединяют как горные породы зеленокаменной фации. Совершенно понятно, что если в тех же условиях метаморфизма окажется гранит или гранодиорит, то, хотя он представляет более прочную по отношению к факторам метаморфизма горную породу, тем не менее он тоже претерпит изменения, сходные с теми, которые наблюдаются в зеленокаменных породах.

Протогин — один из примеров подобного изменения, но, кроме того, во многих горных цепях можно видеть подобные метаморфизованные граниты. Иногда в них, как и в протогине Альп, резко выражена катакластическая структура, иногда изменения сказываются сильнее на минеральном составе — в развитии хлоритизации и эпидотизации цветных минералов, а также в развитии за счет их актинолита, в альбитизации и частью серицитизации полевых шпатов и т. п. Подобные граниты встречаются, например, как небольшие интрузии в «зеленокаменной полосе» Урала, и при их микроскопическом изучении не всегда легко определить первоначальную природу породы, т. е. различить граниты, гранодиориты и кварцевые диориты.

Изменения гранитных пород под влиянием поверхностных агентов состоят, с одной стороны, в выветривании и разрушении механическом, а с другой — в химическом выветривании. Зернистые, особенно крупнозернистые граниты, разрушаясь, теряют связь между отдельными зернами и рассыпаются в дресву. При этом более прочные части гранита между трещинами отдельности, вдоль которых идет разрушение, сохраняются в виде отдельных глыб; ребра их округляются, и они принимают форму подушек или почти шаров без выступающих углов, более прочных

внутри, чем с поверхности. Геологам, работавшим в области развития гранитов, известно, как трудно отбить хороший образец от такой глыбы гранита. Иногда на плоских поверхностях гранитные породы почти сплошь превращаются в дресву, среди которой выступают плоские каменистые плешинки более твердой породы да каменистые гривки аплитовых жил, пересекающих гранит.

Выветривание гранита начинается с того, что полевые шпаты теряют свой блеск, становятся землистыми и мягкими. Они превращаются в каолин, к которому примешиваются иногда чешуйки серицита, свободные окислы алюминия и кремнезем. Особый вид, вероятно, поверхностного разложения и изменения полевого шпата, известный в гранитах Южно-Русского кристаллического массива, представляет превращение его в пеликанит — смесь каолина и опала. Некоторые исследователи (Тарасенко, 1895, и др.) считали, впрочем, пеликанит продуктом действия термальных вод. В подходящих условиях происходит также полное разложение полевого шпата на окислы, сопровождающееся выносом кремнезема и щелочей, т. е. латеритизация гранита.

Биотит гранитных пород при выветривании их бледнеет — «выцветает» — и переходит в так называемое «кошачье золото»; в других случаях биотит хлоритизируется. Подобные же изменения происходят с роговой обманкой. В конечном счете цветные минералы могут перейти в смесь окислов железа и карбонатов, и вся порода превращается в элювиальную светлую глину, в которой только присутствие остаточных зерен кварца с их характерными формами позволяет открыть первичную природу горной породы.

Отдельность гранитов — преимущественно толстопластовая и параллелепипедальная, переходящая при выветривании, как уже сказано, в матрацевидную, подушкообразную; реже отдельность плитняковая.

В первой части мы уже останавливались на значении отдельности гранитов в связи с их внутренней структурой для выяснения тектонических отношений изверженных масс этих пород к вмещающим их образованиям.

Формы залегания и условия нахождения гранитных пород

Формы залегания гранитных пород, как уже указывалось в первой части, разнообразны. Граниты, образующие определенные массивы, встречаются во всех формах инъецированных и субъяцентных (подпирающих) тел. Напомним, что, по Дэли (1914), тела размером более 200 км^2 называются батолитами, а меньшие — штоками. Докембрийские анатектические граниты занимают площади во много десятков тысяч квадратных километров. Многие батолиты или иногда другого типа гранитные массивы залегают группами один вслед за другим, и можно указать примеры, когда показанные на геологических картах обширные поля гранитов при более детальной съемке распадались на ряд отдельных массивов (штоков или лакколитов). Дайки гранитов часто сопровождают крупные тела, являясь более или менее очевидными их апофизами. Интрузивные тела гранитов — батолиты и штоки — выступают на поверхности и изображаются на геологических картах большей частью в виде изометрических, неправильных или округлых и несколько удлиненных форм; жилы бывают различной мощности. Реже граниты образуют типичные лакколиты.

Различные формы залегания гранитов, по-видимому, связаны с различными условиями образования и особенно с глубиной, на которой про-

исходила интрузия. Два типа, о которых приходилось уже говорить, должны различаться прежде всего.

В одних случаях мы имеем настоящие интрузивные тела, представляющие собой застывшие магматические массы, внедренные среди толщ более древних горных пород. Границы между этими древними породами и гранитом в таких случаях резкие.

В других случаях интрузии гранита, часто огромных размеров, сопровождаются таким тесным смешением гранитного вещества с веществом боковых пород, что границы между гранитом и образующимися при этом гнейсами, породами метаморфическими, становятся трудно различимыми. Гранитная магма обнаруживает здесь высокую степень активности и большую способность преобразовывать окружающие толщи, как бы пропитывая их. Эти особенности связываются с присутствием в ней большого количества летучих компонентов и с теми свойствами, которые такие системы расплавов с летучими составными частями обнаруживают при высоких давлениях.

Лакколиты, штоки и жилы приходится часто рассматривать лишь как отдельные отпрыски залегающих глубже батолитов. Строение некоторых гранитных массивов очень однообразно на всем их протяжении. Строение других массивов, особенно штоков и лакколитов, усложняется колебаниями в составе и структуре, присутствием светлых и темных шлиров, а также аплитовых и лампрофировых жил. Иногда наблюдаются изменения в краевых частях нормальной зернистой структуры в мелкозернистую, порфировидную и даже типичную порфировую.

В некоторых случаях в периферической части гранитных массивов появляется гнейсовидная текстура, постепенно исчезающая по мере удаления от окраины массива.

Довольно обычным является также изменение в минеральном составе периферических частей массива, где наблюдается или увеличение относительного количества плагиоклаза, цветных минералов и уменьшение содержания кремнекислоты, или, что бывает реже, наоборот, уменьшение содержания цветных минералов (аплитовые и пегматитовые фации). Все такие изменения состава гранитных тел, а также и характер пересекающих их жил обнаруживают некоторые закономерности; так, например, шлиры, фациальные изменения и жилы в гранитах нормальных и в гранитах щелочных различны. В нормальных гранитах мы встречаемся с жилами аплитов и таких лампрофиров, как минетты, керсантиты и другие лампрофиры диоритового типа; с щелочными гранитами связаны жилы грорудитов, бостонитов и других щелочных жильных пород.

Как мы уже не раз указывали, распространение гранитов и гранодиоритов является наибольшим среди всех других глубинных пород. Граниты распространены более гранодиоритов, а среди гранитов наибольшим распространением пользуются биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, роговообманковые большей частью как местные фации; пироксеновые граниты имеют ничтожное распространение. При этом диопсидовые граниты большей частью находятся в связи с кварцевыми диоритами и габбро. О связи гиперстеновых гранитов с анортозитами мы уже упоминали. Щелочные граниты распространены гораздо меньше нормальных и почти всегда связаны с щелочными сиенитами и другими изверженными породами щелочного ряда.

Можно выделить три типа геологических соотношений гранитов и гранодиоритов с окружающими породами:

1. Граниты, тесно связанные с такими метаморфическими породами, как гнейсы и другие кристаллические сланцы. Это массивы, которые

являются вместе с вмещающими метаморфическими породами частью древнейших образований. Такова большая часть архейских гранитов. Мы уже видели этот тип, выделяемый под названием анатектических гранитов. Кроме древнейших образований, такие отношения гранитных массивов к кристаллическим сланцам мы встречаем, однако, и в более молодых горных хребтах, где они связаны с наиболее глубокими зонами.

2. Граниты и гранодиориты, образующие явно интрузивные тела в виде батолитов и штоков, а также лакколитов, причем гранитная (гранодиоритовая) магма представляет собой независимую интрузию, обыкновенно более молодую, чем другие изверженные породы области. Таково большинство палеозойских и более молодых гранитов.

3. Граниты, тесно связанные в своем образовании с габбровыми породами, составляющие одну из частей сложных комплексов изверженных пород. Таковы граниты знаменитых лополитов — Бушвельдского, Сёдбери и других; сюда, вероятно, относится часть уральских гранитов. Замечательной особенностью многих таких изверженных комплексов является закономерное расположение разных горных пород более или менее согласно с их удельным весом. В некоторых случаях граниты образуют только небольшие обособления, неправильные жилы и шлиры среди более основных пород. Они обнаруживают иногда при этом признаки, сближающие их с пегматитами или аплитами.

Широкое распространение гранитных пород делает почти невозможной задачу хотя бы перечислить здесь главнейшие области распространения гранитов на земном шаре. На любой обзорной геологической карте материков или крупных их частей бросаются в глаза красные или розовые пятна площадей, занятых гранитами. На первом месте выделяются площади древних щитов с колоссальным развитием анатектических гранитов: Балтийский щит, Канадский, Сибирский, Южно-Африканский и т. д. Далее следуют древние хребты и, наконец, хребты молодого возраста. В этом распределении явно сказывается роль размыва, обнажающего все более и более глубокие горизонты земной коры.

Мы ограничимся кратким перечнем областей развития гранитов в пределах нашей страны. Но даже и в этих пределах сейчас невозможно дать сколько-нибудь подробную характеристику разнообразных представителей гранитных пород.

На Кольском полуострове (Куплетский, 1932$_3$) изучен ряд различных типов гранитных пород. В северной и северо-восточной частях полуострова широко распространены олигоклазовые гранито-гнейсы, а также сопровождающие их пегматиты. Эти граниты и пегматиты принадлежат к древнейшим породам. Несколько более молодыми являются микроклиновые граниты, также с мигматитами и широким развитием пегматитов. Местами их разновидности похожи на рапакиви. По-видимому, более типичные граниты-рапакиви указываются около Умбы на южной стороне полуострова, где по соседству встречаются и кварцевые диориты («серые граниты»).

Щелочные граниты с эгирином и арфведсонитом известны главным образом из центральной части полуострова, а также и из северо-западной его части.

В Карелии (В. М. Тимофеев, 1935) древнейшими горными породами района являются измененные гнейсовидные граниты и гранодиориты, среди которых различается несколько разновидностей. Эти породы также связаны с широко развитыми процессами магматизации, инъекции и других форм самого глубокого метаморфизма. Как разновидности выделяют олигоклазовые граниты и альбитовые граниты. Более молодые

рапакиви хорошо изучены в районе Выборга, но известны и в северо-восточной части Карелии.

По восточному берегу Онежского озера выделяют занимающие значительную площадь онежские граниты, среди которых также различают виды серого, существенно плагиоклазового гранита и красного микроклинового, сопровождаемого аплитами и пегматитами. Некоторые разновидности серого гранита скорее являются гранодиоритами и, может быть, плагиогранитами.

В состав Южно-Русского кристаллического массива (В. И. Лучицкий и П. И. Лебедев, 1934; А. П. Лебедев, 1947) входят граниты, у которых можно найти много сходных черт с гранитами наших северных районов. В частности, здесь также встречаются граниты-рапакиви и похожие на них разновидности, так же как обширные площади мигматитов, похожих на мигматиты Балтийского щита. В связи с лабрадоритами на Волыни встречаются чарнокиты. Среди гранитов, находящихся в связи с рапакиви, выделяют красные гранофировые граниты. Щелочные граниты встречаются в ассоциации с щелочными породами Украины (нефелиновыми сиенитами и др.).

На Урале (Е. А. Кузнецов, 1939) гранитные породы развиты главным образом на восточном склоне, где их батолиты и штоки сложены преобладающими известково-щелочными гранитами с существенным количеством плагиоклаза, с микроклином или ортоклазом. Они сопровождаются гранодиоритами и диоритами. На восточном склоне мы встречаемся также с зоной (комплексом) гранитных интрузий, сопровождаемых гнейсами и мигматитами. К такому комплексу Ильменских гор приурочено нахождение миаскитов и находящихся в связи с ними щелочных эгириновых гнейсо-гранитов. Широко распространены различные пегматиты. Сами граниты этого комплекса разнообразны, представляя разновидности от близких к гранодиоритам до аплитовидных. Плагиограниты известны на Северном и Среднем Урале, частью в связи с габбро-перидотитовой формацией. На западном склоне Урала известны рапакиви (Бердяушский массив), сопровождаемые щелочными породами и в том числе щелочными эгириновыми гранитами (А. Н. Заварицкий, 1937).

На Кавказе (Левинсон-Лессинг, 1898; Варданянц, 1937; Белянкин, 1939; Иициксон, 1940; Смирнов, 1941; Афанасьев, 1950) различают древние граниты массивов и граниты новых (послепалеозойских) интрузий. К числу древних гранитов относится гранит Дарьяльского ущелья: нормальный гранит из плагиоклаза и микроклина, кварца и роговой обманки с обычной примесью апатита. Гранит часто обнаруживает следы динамического метаморфизма, катаклаз и проч., содержит жилы аплита и шлиры, пересечен диабазовыми жилами. Другим примером древних гранитов являются граниты довольно сложного Дзирульского массива, в состав которого входят и основные породы. Граниты — красные и серые известково-щелочного типа, переходящие в гранодиориты и кварцевые диориты. Гранит сопровождается аплитами и пегматитами. Помимо этих наиболее известных древних гранитов, в пределах Кавказа такие горные породы встречаются в ряде других мест. Садонский массив сложен гранитами, а также гранодиоритами и кварцевыми диоритами. «Неогранитами» на Кавказе называют молодые граниты, к которым примыкают гранодиориты и кварцевые порфиры, а также гранитовые и гранодиоритовые порфиры, которые иногда называют дацитами, несмотря на их явно интрузивное залегание. С этими породами связывают многие рудные месторождения. Исследователи (Белянкин, 1924, 1939) обращают внимание на отличие их от древних гранитов по характеру полевого

шпата (анортоклаз и ортоклаз вместо микроклина). Новые интрузии распространены как в Центральном Кавказе, так и в Закавказье.

Широко распространены гранитные породы в Казахстане (Кузнецов и Лучицкий, 1936). Они представлены также разнообразными породами: гранодиоритами, гранитами, аляскитами и сопровождаются породами жильной свиты. Преобладают гранитные породы известково-щелочного типа, но известны небольшие интрузии щелочных арфведсонитовых и рибекитовых гранитов. Из особых, редких разновидностей упомянем амазонитовый гранит с ярко окрашенным зеленым амазонитом в качестве существенной составной части.

В Средней Азии разнообразные горные породы гранитовой группы также широко распространены. В Султан-Уиз-Даге (Пэк и Чураков, 1936) известны гранодиориты, а также гранит-порфиры и аплиты. Ряд небольших гранитных и гранодиоритовых массивов имеется в Нура-Тау, граниты частью гнейсовидные. К югу от Самарканда находится гранитный массив Кара-Тюбе (К. И. Тимофеев, 1910) (от аляскитов до гранодиоритов). В Туркестанском и Алайском хребтах мы встречаемся с инъекционными гнейсами и гранитными массивами: порфировидными гранитами с выделениями микроклина, биотитовыми гранитами, турмалиновым гранитом, аляскитами и гранодиоритами. В восточной Фергане (Николаев, 1928) гранитные породы образуют небольшие массивы и разнообразны по составу —от аляскитов до гранодиоритов и даже кварцевых габбро. Широкое развитие гранит имеет на Памире (Николаев, 1933). В юго-западном Памире мы встречаемся с древней сложной толщей гранито-гнейсов и мигматитов, инъецированных гнейсов и т. д. С другой стороны, большие массы гранита интрудированы в толщу палеозоя. Это преимущественно биотитовые и двуслюдяные граниты, пегматиты с мусковитом, альмандином и турмалином.

Большим распространением гранитные породы пользуются в северных цепях Тянь-Шаня. В горах Кара-Мазар и Могол-Тау известны гранит-порфиры, переходящие в аплитовидные граниты. В Киргизском хребте граниты прорывают сланцевые свиты палеозоя. В горах Ичкеле-Тау между Таласским Алатау и Киргизским хребтом — штоки биотитового гранита, частью порфировидного или микроклинового, или ортоклазового. В западной части гор также аплитовые граниты и кварцевые диориты. В Таласском Алатау центральная интрузия образована гранитами с олигоклазом и микроклином, местами переходящими в гранодиориты и кварцевые диориты. Граниты биотитовые, частью роговообманковые, также развиты и в хребтах к северу и к югу от Иссык-Куля.

В пограничной Джунгарии (Усов, 1914) наряду с известково-щелочными гранитами и гранодиоритами имеются и щелочные типы.

В Рудном Алтае и Калбе (Елисеев, 1938) интрузивные породы главным образом гранитовой группы занимают большие пространства. Древнейшие (каледонские?) гранодиоритовые и гранодиорит-порфировые горные породы встречаются в валунах конгломератов. Более молодые (поздневарисские) интрузии слюдяных гранитов широко распространены. К ним относятся Прииртышский батолит и батолиты и штоки в Рудном Алтае.

В составе Змеиногорского интрузивного комплекса (Рудный Алтай) принимают участие различные горные породы гранитовой группы, от нормальных гранитов до гранодиоритов и плагиогранитов, сопровождаемые разнообразными породами жильной свиты. Этому комплексу противопоставляют однообразные массы слюдяных гранитов Калбы и Алтая (порфировидные и равномернозернистые граниты, микроклиновые и с

биотитом, редко гранодиориты), сопровождаемые широким развитием пегматитов. Прииртышский комплекс — катакластические гнейсо-граниты и гнейсы.

В Горном Алтае интрузии гранитов занимают до 20% площади. Это преимущественно среднезернистые биотитовые граниты, переходящие в двуслюдяные микроклиновые граниты; граниты сопровождаются пегматитами. Гнейсо-граниты и кварцевые диориты имеют небольшое распространение.

В Салаире известны жилы и штоки гранодиорита. Крупные массы гранитовых пород участвуют в строении Кузнецкого Алатау. Здесь граниты представлены главным образом лейкократовыми биотитовыми и роговообманковыми типами. Указываются также пироксеновые граниты, связанные переходами с сиенитами.

На широком пространстве более восточных частей Сибири областями распространения гранитов прежде всего являются выходы древних щитов, где выступают граниты кристаллического основания (анатектические граниты). Затем гранитные породы развиты в горных хребтах, входящих в состав Тихоокеанского складчатого пояса (Монголо-Охотский пояс).

В Енисейском кристаллическом массиве (Мейстер, 1910) выделяют несколько типов кристаллических пород. Здесь мы имеем как равномернозернистые, так и порфировидные разновидности биотитовых и биотитово-роговообманковых гранитов, микроклиновые и микропертитовые. В некоторых частях характерна существенная примесь флюорита и турмалина, переходы в лейкократовые мусковитовые и аплитовидные граниты (аляскиты). С другой стороны, здесь имеются и гранодиориты (адамеллиты) и, наконец, натровые щелочные граниты с щелочным пироксеном и амфиболом, связанные с щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами.

В Саянах, в районе Красноярска (Ю. А. Кузнецов, 1932) известны небольшие куполообразные интрузии и жилы гранита, в восточной части Тувы — крупный батолит красных гранитов, которые выступают и восточнее, в Тункинских и Китойских Альпах (Н. Д. Соболев, 1940). Микроклиновые граниты далее прорывают древние горные породы района Ботогольского гольца. В восточной части Саян более древние гранитные породы представлены гранито-гнейсами, а затем имела место более поздняя интрузия гранитов, гранитовых порфиров, аплитов. В Прибайкалье, в районе Слюдянки и хребта Хамардабан, встречаются гранодиориты и граниты. От Хамардабана и Слюдянки по восточной стороне Байкала (Павловский, 1948) тянется полоса гранитной интрузии, сопровождаемая развитием мигматитов и обильными пегматитовыми и аплитовыми жилами. Знаменитое месторождение флогопита представляет диссогениты, связанные с пегматитовыми жилами. Порфировидные граниты и аляскиты являются более молодыми интрузиями. Анатектические граниты распространены широко к востоку от Байкала. В районе Прибайкалья от юго-западного конца Байкала до Витима широко развиты интрузии гранитов и гранодиоритов вместе с другими глубинными породами.

В Селенгинской Даурии (Обручев, 1929) гранитные породы разнообразны как по своему составу, так и по возрасту; древние архейские гранитные породы представлены микропертитовыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами; эозойские — аляскитовыми и микроклиновыми гранитами с широко развитыми пегматитами и аплитами; более молодыми (палеозойскими) являются порфировидные граниты и аляскиты.

В центральном плато Витимского нагорья очень распространены биотитовые микролин-пертитовые граниты с разным содержанием плагиоклаза, переходящие в биотитово-роговообманковые, роговообманковые и пироксеновые. С гранитами связаны гранитовые порфиры и микрограниты.

К северу от Байкала район бассейна р. Мамы, расположенный между двумя гранитными массивами, сложен гнейсами, пересеченными огромным количеством пегматитовых жил, получивших широкую известность как месторождения слюды.

На широкой площади Потомо-Витимского нагорья между Алданом и Витимом среди разнообразных кристаллических сланцев встречаются площади гранитов, по-видимому, разного возраста, сопровождаемых аплитами и пегматитами.

В Алданском районе выступают кристаллические сланцы докембрия, заключающие интрузивные массы относительно богатого калием красного аляскитового гранита, широко здесь распространенного. Молодые (послеюрские) светло-серые среднезернистые граниты щелочного типа с эгирином, иногда арфведсонитом и биотитом образуют небольшие массивы; они сопровождаются жильными микрогранитовыми породами.

Восточное Забайкалье представляет собой сложное геологическое образование, которое, по-видимому, в существенной степени захвачено было горообразующими процессами Тихоокеанского пояса. Интрузии гранитов, по-видимому, имели место и в палеозойское и в мезозойское время в связи с тихоокеанским горообразованием. К древним относят граниты, обнаруживающие следы катаклаза, но это не представляет общего явления. Наиболее распространены биотитовые граниты, менее — биотитово-роговообманковые и роговообманковые. Граниты переходят в гранодиориты и более основные интрузии. Молодые послеюрские граниты также разнообразны. С разными их типами связывают различия оруденения: с гранодиоритами и известково-щелочными гранитами — медное и полиметаллическое, с более кислыми аплитовидными — вольфрамово-оловянное.

К лейкократовым очень кислым аляскитовым гранитам относятся так называемые ононские граниты, развитые в западной части Восточного Забайкалья, к более основным, переходящим в гранодиориты,— аргунские граниты в восточной части Восточного Забайкалья.

Два преобладающих типа среди молодых гранитных пород и двоякого рода минерализация прослеживаются и на крайнем северо-востоке нашей страны.

В Сихотэ-Алине хотя бы часть гранитов также мезозойского возраста и даже третичного, но возможно присутствие более древних. Аляскитовые и аплитовидные граниты считают более молодыми, чем двуслюдяные и биотитовые граниты, более основные по составу.

На Камчатке древними являются граниты Срединного хребта, сопровождающиеся пегматитами. В восточном хребте встречены только молодые, вероятно, третичные гранодиориты и кварцевые диориты, образующие небольшие штоки среди вулканических пород.

Химический состав гранитов и гранодиоритов

Хотя химический состав горных пород гранитовой группы колеблется в нешироких пределах, он все-таки довольно разнообразен. Изучение его особенностей представляет в некоторых специальных случаях большой интерес, но в настоящем общем обзоре мы ограничимся только тем, что приведем средние составы главных типов этих горных пород (табл. 23).

Сравнивая эти числовые характеристики, мы прежде всего обратим внимание на то, что по химическому составу трондьемит, который можно считать одним из видов плагиогранитов, вполне отвечает граниту, где калий в значительной мере заменен натром. Основная числовая характеристика гранитовая. Величина *n* значительно выше.

Таблица 23

	I	II	III	IV	V
SiO_2	69,21	73,30	65,01	69,30	61,59
TiO_2	0,41	0,11	0,57	0,23	0,66
Al_2O_3	14,41	12,33	15,94	16,81	16,21
Fe_2O_3	1,98	2,58	1,74	0,28	2,54
FeO	1,67	1,28	2,65	1,26	3,77
MnO	0,12	0,02	0,07	Следы	0,10
MgO	1,15	0,26	1,91	1,08	2,80
CaO	2,19	0,46	4,42	3,34	5,38
Na_2O	3,48	4,55	3,70	6,00	3,37
K_2O	4,23	4,20	2,75	1,39	2,10
H_2O	0,85	0,86	1,04	0,50	1,22
P_2O_5	0,30	0,05	0,20	0,03	0,26

I — щелочноземельные граниты (Дэли, 1933)
II — щелочные граниты (Дэли, 1933)
III — гранодиорит (Дэли, 1933)
IV — трондьемит (Гольдшмидт, 1916)
V — кварцевый диорит (Дэли, 1933)

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n'*
I —	13,7	2,6	5,5	78,2	2,5	61,7	35,8	—	55,4
II —	15,6	0,1	4,1	80,2	—	79,4	11,1	9,5	62,2
III —	12,4	4,5	8,3	74,8	—	49,6	39,7	10,7	66,7
IV —	15,0	3,6	3,7	77,7	—	38,2	49,1	12,7	86,6
V —	10,6	5,7	11,7	72,0	—	50,6	41,7	7,7	71,1

Гранодиориты по составу ближе к гранитам, чем к кварцевым диоритам, и потому должны в классификации скорее объединяться с гранитами, чем с кварцевыми диоритами. Это находится в соответствии и с тесной геологической связью и сходством в условиях залегания гранитов и гранодиоритов.

Вообще из числовых характеристик видно, что граниты обладают наибольшим значением параметра *s*. Высоко также *a*, которое выше, чем у гранитов, только в щелочных породах. Наоборот, величины *c* и *b* малы. Если сравнить между собою граниты нормальные и щелочные, то следует заметить, что в щелочных *c* почти равно нулю, а величины *a* и *s* несколько выше, чем у гранитов нормальных.

Щелочные граниты меньше отличаются от гранитов нормальных, чем последние от гранодиоритов. Это является основанием для отделения подгруппы гранодиоритов от гранитов.

ГИПАБИССАЛЬНЫЕ И ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ГРАНИТОВОЙ ГРУППЫ

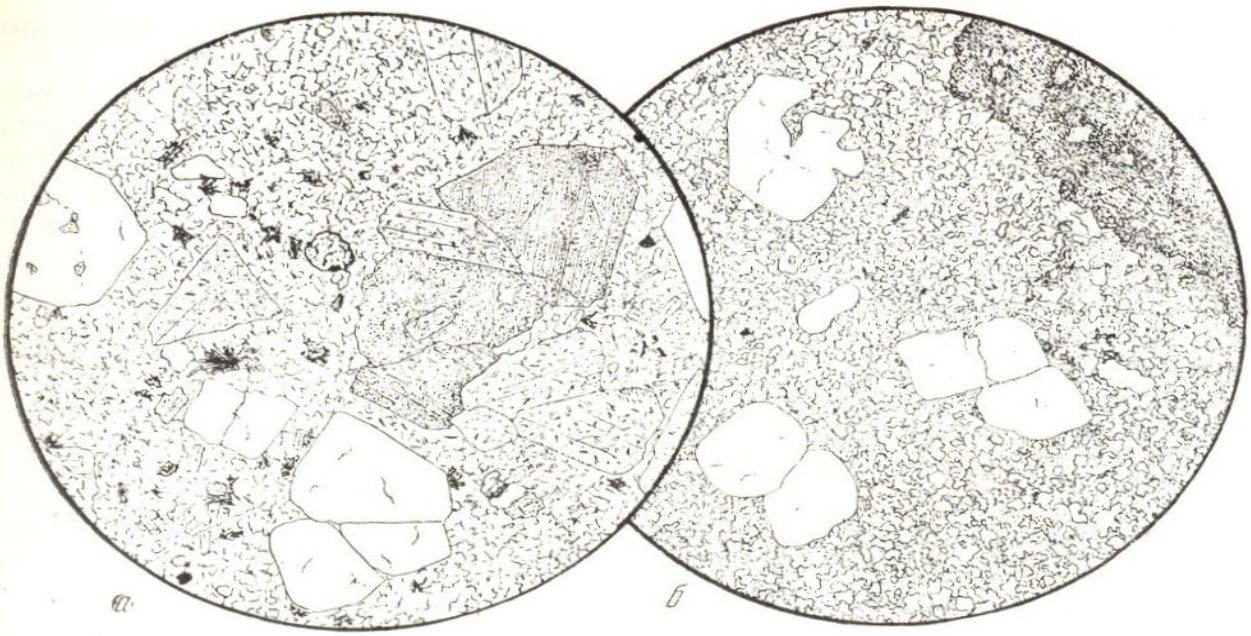
Мы видели, что уже в краевых частях гранитных массивов нередко появляется порфировая структура. Еще более свойственны порфировые и порфировидные структуры гипабиссальным горным породам того же состава, залегающим в виде небольших интрузивных масс: лакколитов, дайк, интрузивных залежей. Это главным образом асхистовые горные породы — гранитовые порфиры, отличающиеся от гранитов только структурой. Им противопоставляют породы диасхистовые, но относительно последних нельзя утверждать, что они являются менее глубинными, чем те граниты, которые они сопровождают. Такими же глубинными породами могут быть и асхистовые породы. Из диасхистовых жильных пород нам здесь придется рассмотреть только лейкократовые, именно аплитовые породы, близко отвечающие по составу аляскитам и являющиеся кислыми последними продуктами дифференциации гранитной магмы: аплиты и пегматиты. Лампрофиры, входящие в состав жильной серии, сопровождающей граниты, рассматривались нами и отчасти еще будут рассматриваться в соответственном месте в зависимости от их состава.

Гранитовые порфиры (фиг. 127) в тесном смысле термина — полнокристаллические порфировые породы, содержащие порфировые выделения кварца, щелочного полевого шпата, иногда также плагиоклаза, биотита, пироксена и роговой обманки. Из этих минералов почти всегда присутствует в выделениях полевой шпат. Кварц и цветные минералы могут отсутствовать, причем цветные минералы могут находиться или порознь или (особенно пироксен и роговая обманка) совместно.

Такие жильные и гипабиссальные горные породы, образующие группу гранитовых порфиров, могут быть разделены на основании тех же признаков, как и соответствующие породы глубинные, полнокристаллические зернистые. Мы можем различать щелочные гранитовые порфиры, не содержащие плагиоклаза и с щелочными цветными минералами, и известково-щелочные гранитовые порфиры с известково-натровым плагиоклазом или без него, но и без щелочных цветных минералов. Они далее переходят в гранодиоритовые порфиры и плагиогранитовые порфиры. Дальнейшая классификация гранитовых (а также гранодиоритовых и плагиогранитовых) порфиров производится Розенбушем (1887) и другими авторами на основании преобладающего цветного минерала. Отметим в числе жильных щелочных гранит-порфировых пород прежде всего грорудит, представляющий порфировые породы гранитового состава с эгирином в качестве цветного минерала. Такая горная порода была первоначально описана из окрестностей Осло в Норвегии (Брёггер, 1894_2), а затем А. П. Карпинским (1903) была написана статья о грорудитовой горной породе из Забайкальской области, где, кроме описания ее, автор затрагивает ряд принципиальных общих вопросов петрографии.

Типичный грорудит (фиг. 128) — порфировая горная порода с полнокристаллической основной массой. В выделениях микроклин и микроклин-микропертит, редко анортоклаз, также эгирин и щелочная роговая обманка катафоритовой группы. Основная масса из того же щелочного полевого шпата, тонкоигольчатого эгирина и небольшого количества кварца.

В гранит-порфировых породах известково-щелочного типа в фенокристаллах вместе с калиевым полевым шпатом появляется иногда плагиоклаз; цветные минералы — биотит, роговая обманка и иногда пироксен. Основная масса гранитовых порфиров состоит существенно из ортоклаза



Фиг. 127.

а Гранит-порфир (эльван). Корнуэлл, Англия.

В микрогранитовой массе крупные выделения кварца, серицитизированного олигоклаза и сильно помутневшего пелитизированного калиевого полевого шпата. В основной массе мелкие радиально-лучистые сростки иголочек синего турмалина. Несколько выше центра — зерна флюорита. Чешуек серицита много и в основной массе; $d = 5{,}6$ мм

б. Гранит-порфир. Гора Корсакаловка, около Бердяуша, Урал.

В микроаплитовой массе выделения кварца и сильно разложенного калиевого полевого шпата. Справа вверху видна только часть полевошпатового вкрапленника; $d = 7{,}0$ мм



Фиг. 128.

а. Грорудит. Груслетен, район Осло, Южная Норвегия.

Игольчатые кристаллы эгирина, калиевый полевой шпат и кварц; $d = 2{,}4$ мм. По Рейнишу, 1920

б. Эгириновый гранит-порфир типа грорудита. Ассинт, Шотландия.

Порфировидная структура. В крупных выделениях калиевый полевой шпат. Мелкозернистая масса состоит из эгирина, калиевого полевого шпата и кварца; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935

или другого калиевого полевого шпата и кварца, иногда с небольшой примесью плагиоклаза, слюды, роговой обманки и пироксена.

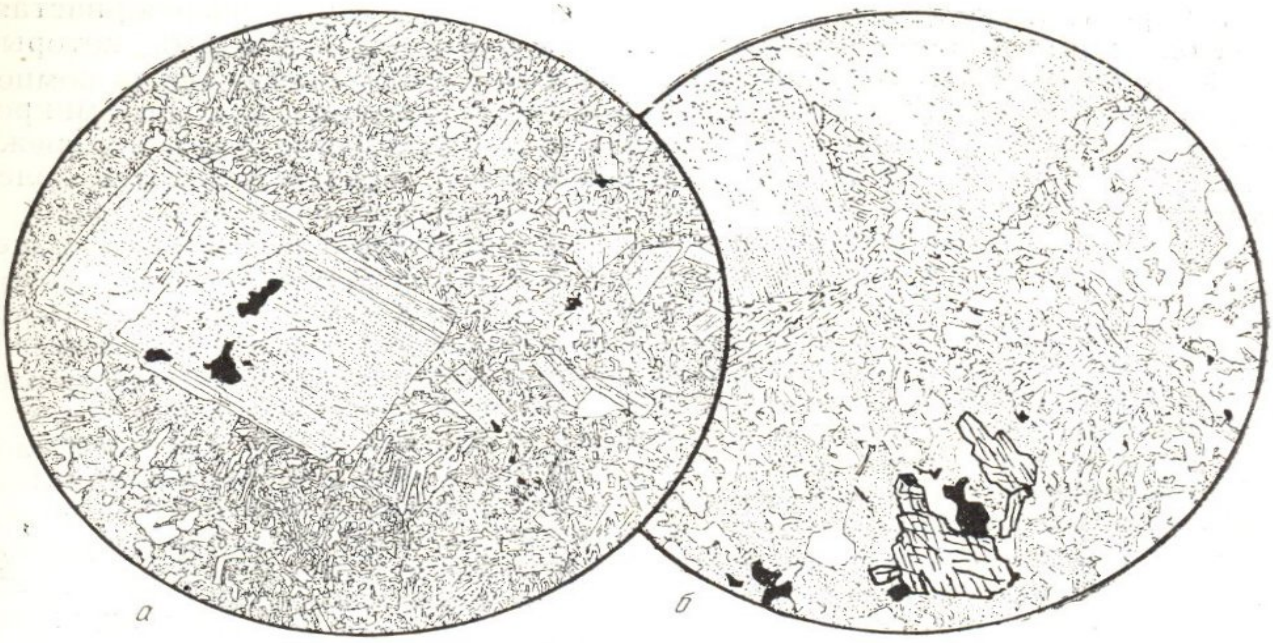
Микроструктура определяется взаимными отношениями щелочного полевого шпата и кварца. Мы уже указывали в своем месте ее разновидности. Именно: в гранитной основной массе полевой шпат образует более или менее идиоморфные короткие призмочки, а кварц преимущественно в ксеноморфных зернах между ними; в гранофировой (фиг. 129) или микропегматитовой основной массе ортоклаз и кварц в тесном микропегматитовом эвтектоидном срастании; в микропойкилитовой массе обычно пойкилитовыми врастками — хадакристаллами является ортоклаз, а ойкокристаллами — кварц, но в некоторых жильных типах отношение обратное; в аллотриоморфнозернистой и микрогранулитовой основной массе оба главных компонента в одинаково неправильных зернах. При этом вообще надо заметить, что основная масса жильных или вообще интрузивных, порфировых пород обыкновенно лучше раскристаллизована, чем основная масса пород порфировых, эффузивных или экструзивных. Однако этим признаком нельзя пользоваться для определения условий залегания горной породы.

В литературе, как иностранной, так и отечественной, иногда интрузивные порфировые породы дайк, лакколитов и т. д. называют именами соответствующих экструзивных горных пород, даже в тех случаях, когда условия залегания явно отражаются и на структурных признаках, например, когда у них полнокристаллическая основная масса. Примером может служить известный интрузивный «дацит» горы Калько на Кавказе, подробно описанный Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1898) и потом Д. С. Белянкиным (1923). По принятой нами терминологии его лучше называть гранодиоритовым или плагиогранитовым порфиром. Гранитовыми порфирами являются также так называемые липариты и трахилипариты лакколитов района Минеральных Вод на Северном Кавказе (Дервиз, 1905).

Диасхистовые жильные породы гранитового состава представляют собой кислые лейкократовые продукты обособления от глубинных магм. При этом такие породы гранитового и частью плагиогранитового состава иногда геологически связаны и с более основными горными породами: диоритами и габбро.

Лейкократовые диасхистовые породы отличаются от сопровождаемых ими глубинных гранитных пород полным или почти полным отсутствием цветных минералов и потому обладают еще более светлой окраской. По крупности зерна и другим особенностям структуры группа таких лейкократовых пород распадается на аплиты и на пегматиты.

А. Аплиты (фиг. 130) — это мелкозернистые или тонкозернистые, изредка порфировидные горные породы белого, светло-серого, желтоватого или розоватого цвета, состоящие исключительно или почти исключительно из светлоокрашенных минералов. Последние представлены кварцем, щелочными полевыми шпатами и реже кислыми плагиоклазами (в плагиаплитах). Из цветных минералов в ничтожном количестве встречаются слюда, иногда щелочные пироксены и амфиболы. В плагиаплитах попадается роговая обманка тоже в ничтожном количестве. Кроме того, довольно часто как акцессорные минералы в аплитах присутствуют мусковит, изредка гранат и турмалин, обычные акцессорные минералы — магнетит, ортит, также апатит и некоторые другие редкие минералы, более свойственные пегматитам (ксенотим, хризоберилл, александрит, топаз, анатаз и т. п.). В некоторых аплитах единственным цветным минералом является магнетит.



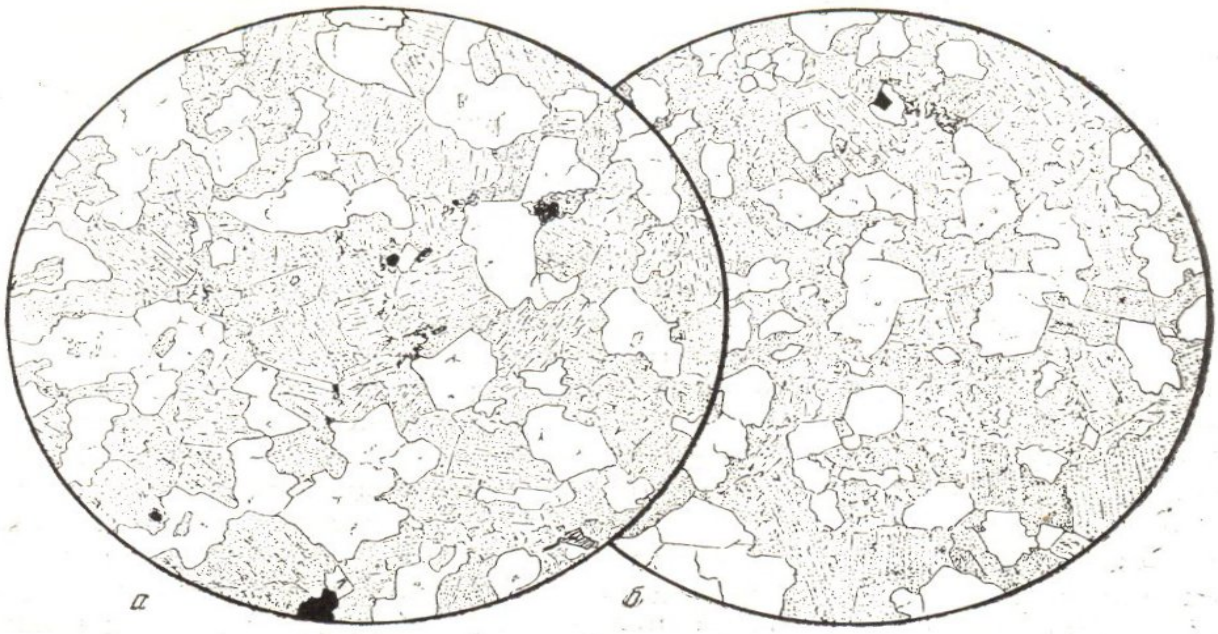
Фиг. 129.

а. Гранофир. Ата-Су, Центральный Казахстан.

Выделения помутневшего и серицитизированного олигоклаза находятся в массе калиевого полевого шпата и кварца с микрографической структурой. В олигоклазе включения акцессорного магнетита; $d = 3{,}1$ мм

б. Авгитовый гранофир. Остров Скай, Шотландия.

Микрографическая кварцево-полевошпатовая масса с крупными выделениями плагиоклаза. Отдельные зерна авгита (внизу) и магнетита; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935



Фиг. 130. Аплиты. Типичная аплитовая или гранулитовая структура.

Кварц — в округлых, изометрических зернах, обладает таким же идиоморфизмом или несколько более идиоморфен, чем полевой шпат. Единичные зернышки акцессорного магнетита. *а* — гора Альджан, северо-восточный Казахстан; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948. *б* — Бердяуш, Урал; $d = 3{,}4$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1937

Микроструктура аплитов аплитовая, или панидиоморфнозернистая, т. е. она характеризуется такими структурными отношениями, которые указывают на более или менее одновременное выделение главных компонентов. Форма их зерен большей частью изометричная, т. е. под микроскопом неправильно многоугольная или неправильно округлая; реже полевые шпаты имеют удлиненные очертания. Аплиты являются более мелкозернистыми, чем вмещающие их граниты.

Жилы аплитов обладают обыкновенно небольшой мощностью и залегают непосредственно среди глубинных пород, но иногда и выходят за пределы массивов, заполняя трещины в окружающих их породах. Отношение аплитов к лампрофировым жилам различное. Типичные лампрофиры являются обыкновенно более поздними образованиями, но иногда аплиты моложе лампрофиров.

Геологическая связь аплитов с глубинными породами выражается в том, что определенные типы аплитов залегают обычно среди определенных же типов глубинных пород; кроме того, в большинстве случаев аплиты состоят из тех же светлых минералов, которые входят в состав сопровождаемой ими глубинной породы. Имеются случаи залегания аплитов в виде краевых фаций глубинных пород и постепенные переходы их в последние, но это наблюдается реже, чем для гранитовых порфиров.

По своему составу и условиям залегания аплиты являются, очевидно, продуктом кристаллизации остатков магмы, большая часть которой уже кристаллизовалась. Эти остатки, проникая в трещины застывшей части массива и в окружающие породы, образовали аплитовые жилы. Мелкозернистость аплита не связана с более быстрым остыванием вследствие охлаждения, как это имеет место во многих случаях мелкозернистых пород, а находится в связи с потерей остаточной магмы летучих компонентов, вероятно, вследствие разломов боковых пород. Потеря летучих, удаляющихся из магмы по трещинам разломов, понижает растворимость кварца и полевого шпата в магме, возникает пересыщение этими минералами, быстрый рост центров кристаллизации, а отсюда и мелкозернистая структура.

Вследствие указанной связи аплитов и сопровождаемых ими глубинных полнокристаллических горных пород можно было бы при генетической классификации аплитов принимать во внимание характер этих пород, т. е. можно было бы различать аплиты, связанные с теми или другими гранитами, аплиты, связанные с сиенитами, и т. д. Но так как некоторые совершенно одинаковые аплитовые породы встречаются в связи с глубинными породами разных близких групп, то на основании петрографического характера и геологической связи аплиты делят только на два основных типа, именно на известково-щелочные, связанные с породами нормального, известково-щелочного ряда, и аплиты щелочные, связанные с щелочными горными породами. В минералогическом отношении между известково-щелочными и щелочными аплитами можно заметить тот же характер отличий, как между соответствующими глубинными породами. Дальнейшее разделение основано на петрографических признаках: на характере преобладающего полевого шпата и других минералов, частью на деталях структуры.

Щелочные гранитные аплитовидные породы с калиевым полевым шпатом, эгирином и арфведсонитом получили название *лестиварита* (Розенбуш, 1897). Позднейшие исследования (в окрестностях Осло и в Хибинах) показали, однако, что лестивариты не являются изверженной жильной породой, а представляют собой продукты метаморфизма



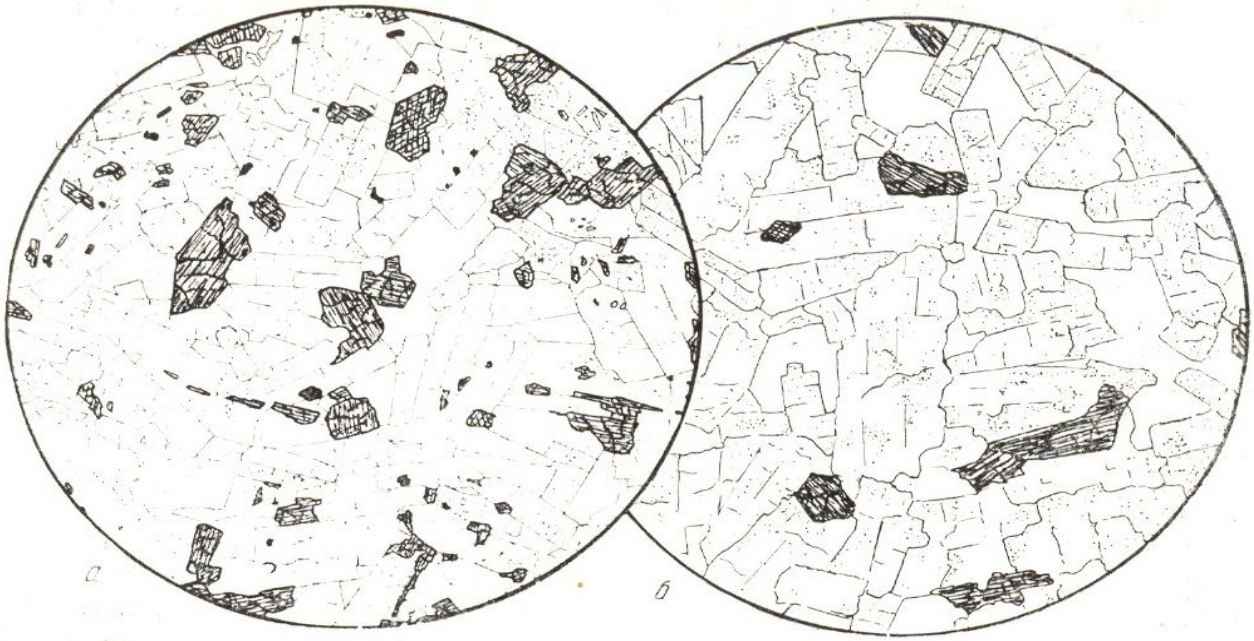
Фиг. 131.

а. Пэзанит (айлизит). Айлза-Грэг, Шотландия.

Калиевый полевой шпат, кварц и неправильные лапчатые зерна рибекита. Слева внизу болеекрупное выделение калиевого полевого шпата; $d = 3{,}0$ мм. По Рейнишу, 1920

б. Айлизит. Карнарвоншир, Западная Англия.

Лапчатые зерна рибекита в кварцево-полевошпатовой массе; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935



Фиг. 132.

а. Линдоит (кварцевый сельвсбергит). Берикуль, Кузнецкий Алатау.

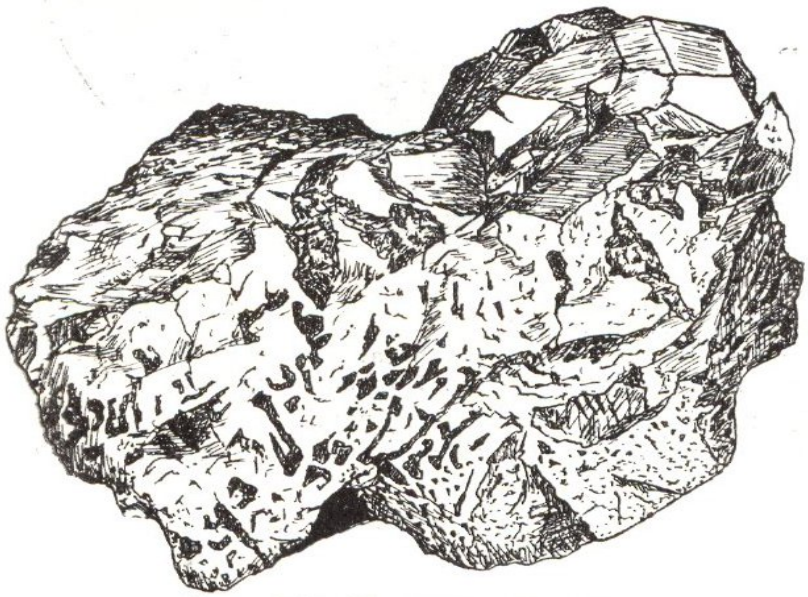
Калиевый полевой шпат, рибекит и кварц, в резко ксеноморфных зернах. Типичная гипидиоморфнозернистая структура; $d = 3{,}2$ мм По В. А. Заварицкому, 1945

б. Линдоит. Линдо, район Осло, Норвегия.

Калиевый полевой шпат, кварц и арфведсонит. Гипидиоморфнозернистая структура; $d = 1{,}2$ мм. По Джохенсену, 1932

кварцитовых слоев, именно фельдшпатизации их в контактовой зоне щелочных горных пород.

К числу жильных аплитов надо отнести пэзанит (или пайсанит) (фиг. 131*а*). Это мелкозернистая светлая щелочная жильная горная порода с редкими и небольшими фенокристаллами полевого шпата (микропертита) и кварца в мелкозернистой массе из тех же минералов, нередко образующих микропегматитовые сростки, и с рассеянными среди них лапчатыми пятнами — зернами рибекита. Она встречается в жилах, пересекающих нефелиновые сиениты (в Техасе) (Озанн,1892). Линдоитами (фиг. 132) Брёггер (1894 $_2$) назвал жильные породы состава щелочных гранитов, с арфведсонитом в качестве цветного минерала и с микрогранитовой структурой с ксеноморфным кварцем. Разновидностью пэзанита, более бедной кварцем (около 20%), является айлизит (фиг. 131) из Шотландии (Хэдль, 1899). Такой же бедной кварцем аплитовой породой является и линдоит.



Фиг. 133. Пегматит. Карелия.

В нижней части графическая структура. Ихтиоглипты кварца более темные. Верхняя часть образца имеет гигантозернистую структуру. Правильные кристаллы калиевого полевого шпата находились на стенке миаролитовой пустоты («занорыша»). Рисунок с образца. Около половины натуральной величины

Б. Пегматиты (фиг. 133) по валовому количественному составу сходны с аплитами, но они резко отличаются от аплитов структурой: прежде всего очень крупными, иногда громадными размерами слагающих минералов, обычно неправильно срастающихся между собой, но нередко закономерно прорастающих друг друга, а также несколько более частым и несколько более обильным содержанием мусковита, лепидолита, турмалина, граната, топаза и других минералов, в состав которых входят летучие вещества: фтор, вода и др. Эти минералы в большинстве случаев образуют очень хорошие кристаллы, которые иногда встречаются вросшими среди главных минералов пегматита, а иногда располагаются на стенках миаролитовых пустот. Часто в большем или меньшем количестве вещество пегматита замещается сахаровидным белым альбититом.

Пегматиты часто встречаются в тесной связи с аплитами: иногда в центральной части аплитовых жил, иногда, наоборот, в их краевых частях, а также в виде шлирообразных выделений. Пегматиты образуют и самостоятельные, не связанные с аплитами, жилы среди массивов глубинных пород. Жилы эти то правильные, то шлирообразные, неправильные. Встречаются также многочисленные и нередко тонкие жилки пегматитового характера, отходящие от массива гранита в окружающие сланцеватые породы, инъецируя их. Жилы эти часто выклиниваются и образуют в окружающих сланцах изолированные линзы бо́льших или меньших размеров. Иногда в массивных породах встречаются неправильные трубообразные тела пегматитов.

Все особенности состава, структуры и условия залегания пегматитов показывают, что эти породы образовались, как и аплиты, после кристаллизации гранитов, с которыми они связаны, но при большем участии летучих веществ, о присутствии которых говорят упомянутые выше редкие минералы. С ролью летучих, как мы видим, связано и крупнозернистое сложение пегматитов и иногда своеобразное расположение минералов, о котором было сказано выше.

Как мы уже видели, гранитные пегматиты очень тесно связаны с аплитами. Эта связь выражается в том, что в одной и той же жиле мы встречаем обе эти породы совместно, причем чаще всего аплит образует краевые части жилы, редко встречается обратный случай или такой, когда пегматитовые и аплитовые участки распределяются без особой правильности. В одних случаях эти участки разграничены резкой линией, но иногда переходят постепенно одни в другие: в аплитовой массе развиваются крупные кристаллы и сростки кристаллов полевого шпата и кварца, а также и других редких минералов; когда полевой шпат или кварц вкраплены изолированно, они кажутся даже порфировыми выделениями, агрегаты зерен этих минералов образуют небольшие пегматитовые обособления в массе аплита.

Подобные же отношения мы наблюдаем нередко также между пегматитами и самими гранитами того массива, в котором залегают пегматитовые жилы.

В массе гранита пегматиты могут встречаться не только в виде ясных дайк или жил, но они находятся и в виде нерезко ограниченных обособлений линзовидных и неправильной формы, в тонких прожилках, и такие обособления и жилки имеют различные размеры, уменьшаясь вплоть до сростков в несколько зерен. Пегматитообразные грубозернистые агрегаты гранита часто окаймляют миаролитовые пустоты в граните.

Признаки несомненной роли летучих компонентов в образовании пегматитов, их грубозернистая структура, говорящая, по-видимому, об особо благоприятных условиях кристаллизации, были главными основаниями для возникновения представления о том, что магматический остаточный раствор, из которого кристаллизовались пегматиты, был чрезвычайно обогащен летучими, удерживавшимися в нем давлением, и был очень подвижным, не похожим на обычные магматические расплавы. Было предположено даже, что высокое содержание летучих при достаточно большом давлении в земной коре ведет к возможности перехода таких магматических растворов в надкритическое состояние. Представление о кристаллизации пегматитов из особого, очень богатого летучими компонентами, подвижного «водоогненного» раствора получило широкое распространение и до сих пор разделяется многими. Однако эксперименты над растворимостью воды (являющейся главным «летучим») в гранитном расплаве показали, что эта растворимость ограничена (максимум примерно около 10%), и не только невозможно говорить о надкритическом состоянии пегматитовых растворов, но необходимо отказаться и от прежнего представления об особой пегматитовой магме.

Более правдоподобное объяснение возникновения грубозернистых пегматитовых структур мы находим в том упоминавшемся уже выше обстоятельстве, что остаточный газовый раствор, получающийся при кристаллизации магмы, будучи пересыщенным минералами горной породы, может при благоприятных условиях способствовать перекристаллизации их в грубозернистые агрегаты. С этой точки зрения пегматитовая структура возникает путем перекристаллизации из структур более мелкозернистых. Тесная связь аплитов и пегматитов становится вполне понятной.

Понятно и существование пегматитов, отвечающих по составу самым различным глубинным породам. Понятно нахождение пегматитов не только в виде жил, но и шлировых обособлений внутри материнской породы.

Как аплиты, так и пегматиты, образующие жилы, представляют результат заполнения трещин одной и той же богатой летучими остаточной магмы. Если эти летучие составные части магмы могут быстро выделиться из нее, например при разломах кровли, то, как мы видели, возникает пересыщение магмы кварцем и полевым шпатом и она быстро застывает в аплит. При другом же ходе кристаллизации выделяющиеся летучие удерживаются в виде раствора, пропитывающего затвердевшую горную породу. Раствор этот находится в равновесии с минералами породы, т. е. насыщен ими. В гранитном пегматите этот раствор насыщен кварцем и полевым шпатом. Находясь в таком растворе, обогащенном разными минерализаторами, кварц и полевой шпат подвергаются перекристаллизации, крупные зерна растут за счет более мелких и порода превращается в пегматит. Взаимное влияние одновременно растущих зерен кварца и полевого шпата приводит в некоторых случаях к образованию письменных срастаний.

Дальнейшее превращение пегматита, связанное с фракционной дисцилляцией летучих остаточного раствора и вызванным этой дисцилляцией нарушением равновесия, выражается в целом ряде метасоматических замещений одного минерала другим. Наиболее важным и распространенным является развитие альбита в виде таблитчатых кристаллов (клевеландита), замещающего главным образом микроклин, а частью и кварц; далее к такого же рода процессам относится развитие мусковита. Одновременно с альбитизацией и частью развитием мусковита, а также и другими изменениями силикатов происходит и отложение характерных для пегматитов редких минералов.

Эти процессы замещения создают особые метасоматические структуры, не свойственные вообще изверженным породам: идиоморфные таблички альбита обыкновенно в виде простых двойников врастают иногда радиальными пучками, иногда беспорядочно в микроклин, а частью и в кварц, и местами превращают породу в сахаровидный на вид агрегат белого альбита. В пустотах его таблички образуют характерные щетки.

Редкие минералы пегматитов образуются главным образом одновременно с альбитизацией и сопровождаются ею. Близко к этому процессу по времени и образование мусковита. Эти процессы могут быть объединены как процессы пневматолиза.

Образование пегматитов путем перекристаллизации гранитных пород (или, в случае пегматитов другого состава,— горных пород, им соответствующих) под действием растворов, насыщенных минералами гранита, может выйти за пределы гранитного массива или гранитных жил. Если растворы такого состава пронизывают ореол вокруг гранитного массива, заключенного, например, в сланцах, по вещественному составу не очень отличающихся от валового состава гранита, то при воздействии этих растворов на сланцы из растворов будут выпадать те минералы, какими они насыщены, т. е. минералы гранита: полевой шпат и кварц, а в раствор будут переходить те вещества, которые его не насыщают. Таким образом может происходить и, по всей вероятности, так действительно и происходит, метасоматическим путем, гранитизация (фельдшпатизация) вмещающих гранитные массивы горных пород. Вопрос интенсивности этого процесса есть вопрос поддержания насыщенного состояния метаморфизующих растворов веществом полевого шпата и кварца. Этот процесс есть уже процесс метаморфический, продукты которого должны

быть рассмотрены при описании метаморфических пород, но по минеральному составу и по структуре они могут не отличаться от многих настоящих изверженных гранитов. Тесная связь гранитизированных пород с пегматитами очень характерна.

Гранитные пегматиты с петрографической точки зрения можно разделять по минеральному составу, по структуре и текстуре. Пегматиты разделяют по характеру полевого шпата на калиевые, натровые и известково-натровые. В первых полевой шпат калиевый, главным образом микроклин, реже ортоклаз, во вторых калинатровый, сильно развиты микропертиты, и в последних появляется примесь плагиоклаза. Цветными минералами в пегматитах могут быть биотит, мусковит и заменяющие их (викарирующие) минералы. В щелочных гранитных пегматитах как цветной минерал встречается эгирин или заменяющая его щелочная роговая обманка.

Минералогически и геохимически (Ниггли, 1923; Ферсман, 1940, и др.) пегматиты разделяются также на основании тех редких минералов, которые отлагаются в них в указанную стадию развития метасоматических процессов. Мы отметим только главнейшие из таких типов пегматитов: 1) гранитные пегматиты, не содержащие сколько-нибудь заметного количества редких минералов, 2) пегматиты с гранатом, 3) пегматиты с глиноземистыми минералами, дистеном и др., 4) ниобо-танталовые с редкими элементами, 5) боро-фтористые пегматиты с турмалином, шерловые и мусковитовые, 6) натрово-литиевые с лепидолитом и литиевыми минералами, 7) фторо-бериллиевые, с топазом, бериллом и т. п., 8) криолитовые и пр.

По структуре различаются два основных типа: 1) пегматоидный тип, представляющий очень грубозернистый агрегат зерен главных минералов без взаимной закономерной ориентировки, и 2) пегматиты с письменной структурой (графические пегматиты с собственно пегматитовой структурой — рунит), когда кварц прорастает полевой шпат, образуя своеобразные формы ихтиоглиптов. Часто в одной и той же жиле пегматоидная и письменная структуры находятся совместно, обыкновенно первая в центре жилы, а вторая с краев. В пегматитах нередки миаролитовые пустоты — занорыши, большей частью в центральной части жил.

Различают также расслоенные пегматиты, в которых полевой шпат и кварц пространственно разделены: полевой шпат сконцентрирован в краях жил, а кварц — в центральной части. Это расслоение, вероятно, произошло при перекристаллизации более мелкозернистой породы аплита или гранита в грубозернистый пегматит в таких условиях, когда в центральной части жилы и у краев ее поддерживалась разница концентрации полевошпатового вещества и кварца по отношению к их концентрациям, отвечающим эвтектике. Это могло быть, например, при медленной диффузии кремнезема через стенки жилы. Таким образом, и это явление относится к так называемой метаморфической дифференциации.

Определенные типы пегматитов, как и вообще определенные типы жильных изверженных горных пород, встречаются в связи с определенными типами пород глубинных. Так, известково-щелочные граниты сопровождаются пегматитами, главным образом состоящими только из кварца и микроклина или из этих же минералов с разным количеством темной и светлой слюды, а также пегматитами с гранатом, с турмалином и др. С щелочными гранитами, с щелочными сиенитами и иногда с нефелиновыми сиенитами связаны щелочные пегматиты и в том числе щелочные гранитные пегматиты с эгирином. Гранитные пегматиты давно привлекали к себе интерес и петрографов и минералогов, и им посвяще-

но много работ; на русском языке есть большая монография А. Е. Ферсмана (1940).

Мы видели уже, что пегматиты — грубозернистые жильные горные породы — имеют состав не только гранитовый, но и других массивных пород, с которыми они связаны. Существуют габбро-пегматиты, диорит-пегматиты и т. д., встречающиеся в связи с габбро, диоритами и т. д. Однако граниты чаще, чем другие изверженные горные породы, сопровождаются пегматитами, и термин «пегматит» преимущественно употребляется для обозначения именно гранитных пегматитов, существенно состоящих из кварца и щелочного полевого шпата, обыкновенно микроклина.

В первой части мы уже говорили о диссогенитах — горных породах, возникающих вместо гранитных пегматитов в тех случаях, когда пегматиты проникают в такие резко отличающиеся от них по составу породы, как известняки и доломиты. При образовании горной породы происходит реакция между веществом пегматита и вмещающей породы. По своему составу диссогениты довольно разнообразны и отличаются от пегматитов габбрового и диоритового состава. Некоторые из них содержат минералы, свойственные скарнам.

Химический состав некоторых жильных пород гранитовой группы

Химический состав аплита, естественно, отличается от химического состава гранита прежде всего повышенным количеством щелочей и кремнезема.

В табл. 24 приведены средние составы трех типов пород этой группы, по Дэли (1933).

Таблица 24

	I	II	III
SiO_2	75,00	73,32	70,91
TiO_2	0,30	0,20	0,48
Al_2O_3	13,14	12,36	11,50
Fe_2O_3	0,58	1,80	4,58
FeO	0,40	1,66	1,88
MnO	0,07	0,08	0,39
MgO	0,30	0,14	0,11
CaO	1,13	0,42	0,39
Na_2O	3,54	4,70	5,43
K_2O	4,80	4,71	4,08
H_2O	0,71	0,58	0,25
P_2O_5	0,03	0,03	—

I — гранитовый аплит. II — пэзанит. III — грорудит.

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	14,3	1,3	1,5	82,9	65,2	34,8	9	52,8
II —	16,0	0,5	3,2	80,3	77,7	8,1	14,2	59,0
III —	14,8	2,5	4,1	78,6	83,9	4,8	11,3	61,6

В плагиаплитах часть щелочей заменяется известью, т. е. у них несколько выше *c* и ниже *a*, чем у обычных аплитов. Как мы видим, числовая характеристика аплита полностью отвечает гранитной магме, немного отличаясь от состава щелочного гранита (ниже *b* и выше *a*).

Составу нормального гранитового аплита отвечают те лейкократовые разновидности гранита, которые получили название аляскитов. Их числовая характеристика

a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*n*
14,1	0,5	2,4	83,0	6	59	35	53

почти тождественна с числовой характеристикой аплита, но состав пересыщен глиноземом. Аляскиты, однако, резко отличаются от аплитов структурой.

Числовые характеристики пэзанита и грорудита ясно показывают щелочной характер пород — составы их пересыщены щелочами. Отметим, что состав грорудита обнаруживает его менее лейкократовый характер.

РИОЛИТЫ (ЛИПАРИТЫ) И РИОЛИТОВЫЕ ПОРФИРЫ

Риолиты представляют собой неовулканические, а риолитовые порфиры — палеовулканические эффузивные эквиваленты гранитов.

Общим признаком всех разновидностей этих пород надо считать наличие макроскопически афанитовой массы, существенно состоящей из щелочного полевого шпата и кварца, а в некоторых риолитах вместо кварца — тридимита или кристобалита, или из скрытокристаллической смеси этих минералов, или, наконец, из отвечающего этой смеси по химическому составу стекла.

Такая масса или целиком слагает свою породу, или содержит более или менее обильные фенокристаллы полевого шпата, или плагиоклаза, или щелочного полевого шпата, то одного, то вместе с выделениями кварца. Реже выделения принадлежат только одному кварцу. Затем к ним иногда присоединяются фенокристаллы биотита, роговой обманки, диопсида или щелочных пироксенов и амфиболов. Все эти минералы (за исключением щелочных пироксенов и амфиболов, как правило, не встречающихся совместно с плагиоклазом) могут присутствовать как порознь, так и вместе.

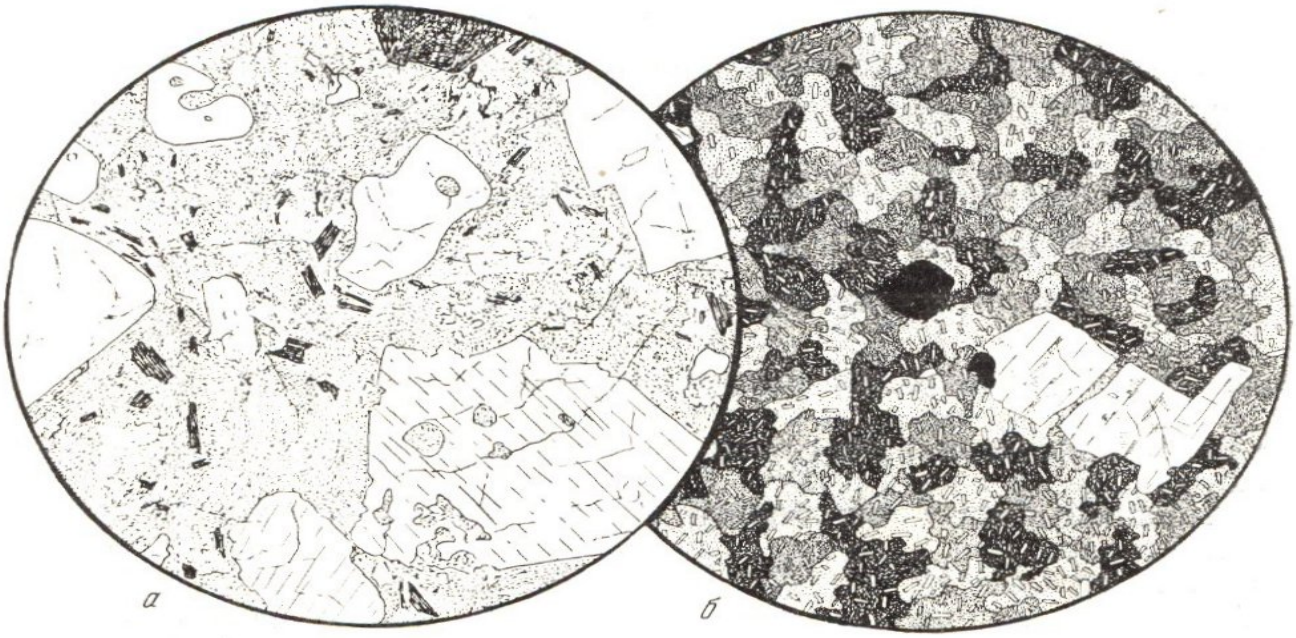
По особенностям минерального состава и структуры среди риолитов и риолитовых порфиров различают:

А. Риолиты и риолитовые порфиры в собственном смысле — эффузивные горные породы порфировой структуры, отвечающие нормальным гранитам. Отличительная особенность их — содержание порфировых выделений плагиоклаза, щелочного полевого шпата и кварца, к которым присоединяются немногочисленные выделения биотита, светлоокрашенного пироксена и обычно бурой роговой обманки.

Щелочной полевой шпат в риолитах представлен обыкновенно бесцветным и стеклянно-прозрачным санидином, а в риолитовых порфирах — мутным, красноватым, желтоватым, или сероватым ортоклазом, реже микропертитом, очень редко микроклином. Плагиоклаз в риолитовых порфирах представлен обычно олигоклазом. Иногда, в богатых цветным минералом, а также в быстро застывавших стекловатых разновидностях, он представлен и более основными членами плагиоклазового ряда, вплоть до битовнита.

Мы видели, что кристаллизация плагиоклаза в гранитных породах обыкновенно предшествует кристаллизации щелочного полевого шпата. В рассматриваемых порфировых породах фенокристаллы большей частью

представляют собой интрателлурические выделения. Легко может случиться, и это мы действительно наблюдаем, что в период интрателлурического выделения кристаллизуется только плагиоклаз, а щелочной полевой шпат целиком оказывается в основной массе. Поэтому по отсутствию фенокристаллов калиевого полевого шпата нельзя заключать о его отсутствии или незначительном содержании в породе. Далее надо иметь в виду, что при сравнительно быстрой кристаллизации породы плагиоклаз будет более основным, чем при медленной кристаллизации, свойственной



Фиг. 134.

а. Риолит (липарит). Эйзенбах

В порфировых вкрапленниках — кварц, санидин (справа внизу), плагиоклаз (справа вверху) и мелкие таблички биотита. Основная масса стекловатая, местами микрофельзитовая. Флюидальная текстура; $d = 4{,}0$ мм

б. Кварцсодержащий альбитофир. Район Омской ж. д., Западная Сибирь.

Порфировый вкрапленник альбита, отдельное зерно магнетита (в центре). Основная масса имеет типичную микропойкилитовую структуру. При скрещенных николях; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948

глубинным породам. Плагиоклазы риолитов поэтому более богаты известью, чем плагиоклазы гранитов. Выделения кварца почти всегда в риолитах имеют оплавленный вид, часто с глубокими заливами и включениями стекла или основной массы.

Из примесей в риолитах встречаются рудные минералы, изредка апатит, иногда циркон. В некоторых редких случаях встречается кордиерит или продукт его замещения — пинит, иногда попадаются гранат, титанит, анатаз, турмалин, топаз, флюорит, мусковит. Большинство этих минералов, вероятно, связано с поствулканическими процессами. В некоторых случаях они встречаются, так же как тридимит, на стенках пор в риолитах. Большей частью эти примеси наблюдаются только под микроскопом.

Основная масса в некоторых случаях обладает такой же, как в гранитовых порфирах, микрогранитовой, гранофировой и микропойкилитовой структурой, но чаще — микрофельзитовой, стекловатой и сферолитовой микроструктурой. Микропойкилитовая структура очень характерна для многих риолитов и риолитовых порфиров (фиг. 134*б*). В первой части

уже было рассмотрено возможное ее образование. Кварц здесь развился на месте тридимита или кристобалита (см. выше, фиг. 21).

В описываемых породах нередко встречается флюидальная текстура, иногда полосчатость. Под микроскопом она нередко очень ярко выражена, представляясь в виде несколько извилистых струй — потоков, отличающихся по микроструктуре. Впечатление вязкой текучей массы очень характерно, и само название р и о л и т [1] отражает эту особенность. В некоторых случаях флюидальная текстура или полосчатость сопровождается тонкоплитчатой отдельностью; тогда порода принимает как бы слоистый вид. Полнокристаллическая основная масса, особенно микрогранитовая, свойственна преимущественно разновидностям горных пород, залегающим в интрузивных формах (например, лакколитах), в центральных частях мощных жил, но также и во внутренних частях экструзивных тел, куполов, потоков и покровов. Микрофельзитовая и витрофировая микроструктура типична главным образом именно для экструзий и встречается лишь в периферических частях интрузивных масс. Впрочем, довольно часто в одном и том же геологическом теле и даже в одном куске или в одном шлифе риолитовых порфиров и риолитов наблюдаются участки или полосы с различной микроструктурой основной массы. Это объясняют большой вязкостью риолитовых лав, благодаря чему летучие составные части способствующие кристаллизации, выделяются при застывании породы из лавы очень неравномерно и в разной степени влияют на ход кристаллизации.

Макроскопически основная масса всегда афанитовая и различно окрашена; у более или менее раскристаллизованных риолитов — в розовый, белый и серовато- или желтовато-белый цвет, а у раскристаллизованных риолитовых порфиров — чаще всего в красный, желтый и буроватый цвет, у микрофельзитовых разновидностей пород — в светлый, но иногда и довольно темный цвет, темно-красный, темно-бурый; у стекловатых разновидностей основная масса бывает черной, зеленовато-серой, голубовато-серой, красноватой, редко белой. Излом основной массы у свежих полнокристаллических и микрофельзитовых разновидностей то ровный, занозистый со слабым мерцающим блеском, как у кремней (так называемая литоидная или роговиковидная основная масса; разновидность, обладающая такой основной массой,— «роговиковые» порфиры старых авторов), то ровный, но не занозистый и матовый, как у плотных полевошпатовых агрегатов («фельдштейнпорфиры»); у стекловатых разновидностей излом плоскораковистый с эмалевидным, иногда фарфоровидным блеском, или раковистый со смоляным блеском («пехштейновые порфиры»).

У разложившихся риолитовых порфиров излом основной массы землистый и с глинистым запахом (глинистые порфиры).

Радиально-лучистые сферолитовые образования, а также литофизы в некоторых риолитах различаются невооруженным глазом. Некоторые порфиры со сферолитовой массой содержат сферолиты в виде выпадающих шариков.

Сложение основной массы обыкновенно плотное, реже — у некоторых риолитов более или менее пористое, иногда на стенках пор наблюдаются таблички тридимита и полевого шпата, иногда кристаллики кварца, а в некоторых случаях в таких порах и литофизах встречаются кристаллики спессартина и оливина (фаялита.) Настоящая миндалекаменная структура встречается в риолитовых порфирах редко; миндалины образованы кварцем и халцедоном.

---

[1] От греческого ῥέω (рио) — теку.

В зависимости от структуры риолиты и риолитовые порфиры получили различные названия; так, особенно богатые порфировыми выделениями риолиты называют невадитами и богатые выделениями риолитовые порфиры — кристаллпорфирами; риолиты с микрогранитовой, гранофировой, микрофельзитовой и стекловатой основной массой называются соответственно микрогранитовыми (если условиться называть микрогранитами жильные асхистовые породы, то экструзивные кварцевые порфиры с микрогранитовой массой лучше называть микрогранитовыми риолитовыми порфирами) и гранофировыми риолитами, фельзолипаритами, гиалолипаритами; риолитовые порфиры с такими же видоизменениями основной массы называют микрогранитами, гранофирами, кварцевыми или полевошпатовыми фельзофирами, кварцевыми витрофирами и пехштейновыми кварцевыми порфирами; последнее название дают разновидностям со стекловатой основной массой, обладающей смоляным блеском.

Кайнотипные риолиты называют также липаритами (фиг. 134*а*), по имени Липарских островов, где эти породы имеют большое развитие. Название «липариты» было введено Ротом (1861) и утвердилось главным образом в немецкой литературе, откуда перешло и в русскую. Название риолит было предложено Рихтгофеном (1860) и, как уже было сказано, дано по часто наблюдающемуся признаку флюидальной текстуры породы.

Палеотипные порфировые кислые породы, как и другие порфировые породы, иногда обозначают разными названиями на основании характера порфировых выделений. Так, например, различают порфиры, содержащие в виде фенокристаллов один только кварц или кварц вместе с фенокристаллами полевого шпата. Такие горные породы называют кварцевыми порфирами (в собственном смысле слова). Иногда термин «кварцевые порфиры» употребляется как синоним риолитовых порфиров вообще; лучше избегать такого его расширения.

Риолитовые порфиры, которые содержат порфировые выделения только полевых шпатов (иногда вместе с редкими выделениями цветных минералов, главным образом биотита), между тем как кварц входит только в состав основной массы, называют фельзитовыми порфирами в отличие от кварцевых порфиров в собственном смысле слова. Основная масса этих пород чаще всего обладает под микроскопом микрофельзитовой, иногда стекловатой микроструктурой, реже микрогранитовой или гранофировой, иногда сферолитовой. По основной массе фельзитовые порфиры одинаковы с кварцевыми порфирами.

Можно условиться различать кварцевые порфиры, содержащие кварц в виде фенокристаллов, и кварцсодержащие порфиры, когда кварц явно находится в основной массе. Если кварца явно не видно и под микроскопом, а он входит в состав фельзитовой основной массы, то эти порфиры можно называть криптокварцевыми порфирами.

Б. Кварцевые кератофиры (фиг. 135 *а* и *б*) представляют собой эффузивные палеотипные породы порфировой структуры с плотной, большей частью литоидной, беловатой, светло-серой, светло-зеленоватой и реже буроватой основной массой и обыкновенно с немногочисленными и некрупными выделениями преимущественно альбита, к которому иногда присоединяется микропертит или анортоклаз, а также кварц; очень редко присутствует небольшое количество цветных минералов, главным образом биотита. Таково определение кварцевых кератофиров по Розенбушу (1887). Согласно этому определению, главное минералогическое отличие кварцевых кератофиров от кварцевых порфиров — отсутствие известково-

натрового плагиоклаза (лишь в очень немногих разновидностях встречается олигоклаз-альбит).

Авторы, пользующиеся в таком смысле терминами «кератофир» и «кварцевый кератофир», не подчеркивают как существенный признак преобладание натрия над калием в составе породы. Поэтому у Розенбуша и некоторых других авторов мы находим термин «калиевый кератофир»

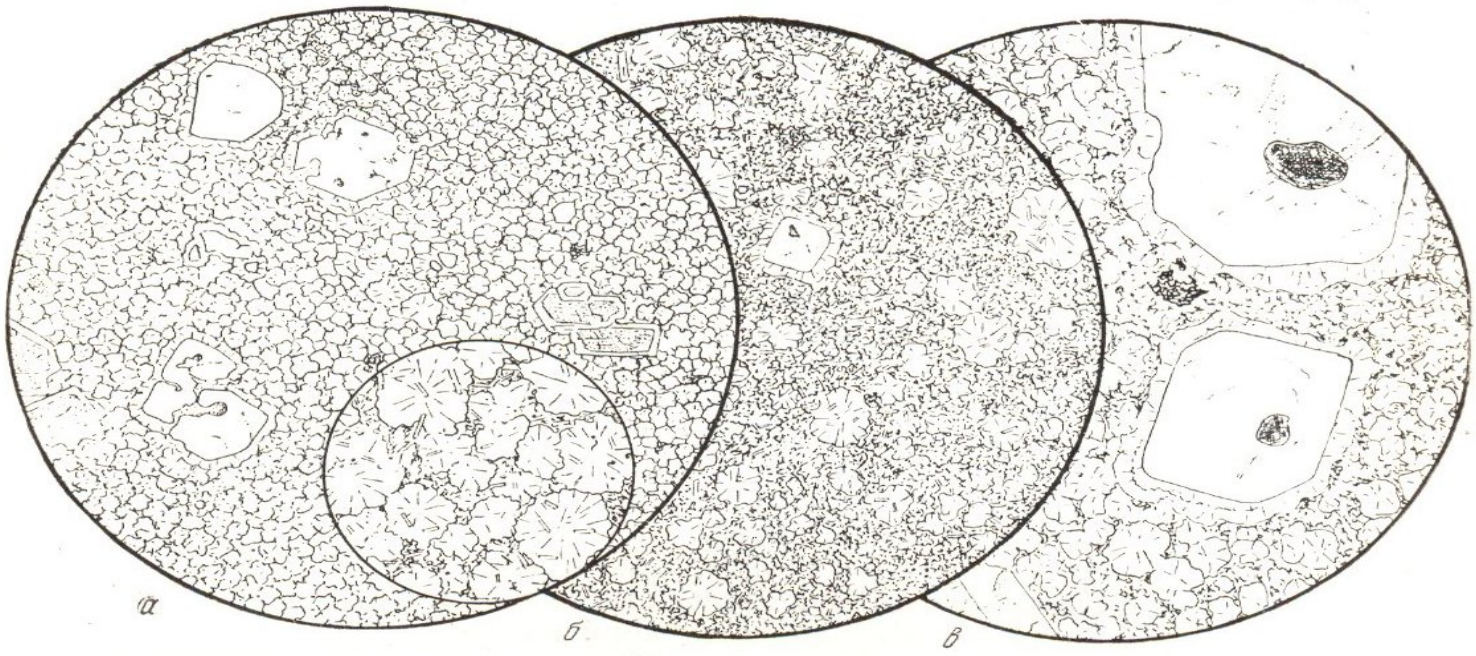


Рис. 135.

а. Кварцевый кератофир. Блява, Южный Урал.

Мелкие выделения кварца и альбита (слегка помутневшего в центральной части зерен). Основная масса имеет типичную сферолитовую структуру и состоит целиком из одинаковых по величине кварцево-полевошпатовых сферолитов; $d = 2{,}0$ мм. В малом круге ($d = 0{,}35$ мм) показано, что в сферолитах включены мелкие микролиты альбита, между сферолитами — немного хлорита. По В. А. Заварицкому, 1946

б Другая разновидность кварцевого кератофира Блявы.

Основная масса фельзитовая с отдельными различными по величине сферолитами; $d = 2{,}0$ мм. По В. А. Заварицкому, 1946

в. Кварцевый альбитофир. Учалы, Южный Урал.

Крупные выделения кварца с характерной сферолитовой каемкой. Сферолитовая основная масса; $d = 2{,}1$ мм. По В. А. Заварицкому, 1943

и соответственно — «калиевый кварцевый кератофир», что является дальнейшим расширением первоначального значения этого термина. Название «калиевый кератофир» вносит только путаницу в распространенную общепринятую номенклатуру, согласно которой кератофиры, во всяком случае, являются породами существенно натровыми с преобладанием этого окисла над калием. Поэтому название «калиевый кератофир» должно быть выброшено из употребления; правильнее говорить о щелочных ортоклазовых порфирах или щелочных ортофирах, или, соответственно, щелочных кварцевых порфирах.

Микроструктура основной массы кварцевых кератофиров такая же, как у кварцевых порфиров. Распространены грубо микрофельзитовые разновидности, микропойкилитовые и другие.

Исходя из минерального состава, некоторые авторы относили кварцевые кератофиры к породам щелочным, однако, как указывалось другими, постоянное нахождение кварцевых кератофиров и кератофиров вместе с известково-щелочными кварцевыми порфирами или диабазами, а не

с типичными щелочными породами, заставляет их считать эффузивными аналогами нормальных гранитов, относительно богатых натрием, а не гранитов щелочных.

Позднее некоторые петрографы обратили внимание на связь кварцевых кератофиров и кератофиров с другими более основными породами так называемой «спилитовой серии», не являющейся серией типичных щелочных пород, но заключающей в себе горные породы, несомненно обогащенные натрием по сравнению с породами нормального ряда. Об этом уже было сказано выше, при рассмотрении спилитов.

В кварцевых кератофирах обыкновенно фенокристаллами являются альбит и кварц, иногда только альбит. Основная масса обнаруживает микроструктуру, свойственную пересыщенным кремнекислотой эффузивным породам: фельзитовая, микропойкилитовая, частью сферолитовая, причем нередки явления перекристаллизации и образования глобулярных сростков кварца и альбита.

В некоторых случаях среди фенокристаллов попадаются, однако, остатки калиевого полевого шпата, в большей или меньшей степени замещаемого альбитом.

Совместное нахождение кварцевых кератофиров и кератофиров со спилитами и наличие явлений альбитизации и хлоритизации, очень сходных с тем, что имеет место в спилитах, позволяет предположить, что в кварцевых кератофирах мы имеем риолиты, альбитизированные под влиянием тех же причин, как и спилиты.

Кварцевыми альбитофирами (фиг. 135*в*) Е. С. Федоров (1901_2) и другие исследователи называют кислые, с выделяющимися в виде кварца избытком кремнекислоты, порфировые породы, в которых фенокристаллы полевого шпата представлены альбитом. Эти породы могут быть и кварцевыми кератофирами, и в литературе названия «кварцевые альбитофиры» и «кварцевые кератофиры» употребляются иногда как синонимы. Однако следует иметь в виду, что термин «кварцевый альбитофир» (и «альбитофир») — более широкий и более неопределенный, не подразумевающий ни геологических связей, как у кератофиров и спилитов, ни даже того, является ли альбит здесь первичным минералом или результатом альбитизации содержавшего известь плагиоклаза. Именно в таком широком смысле названия «кварцевые альбитофиры» и «альбитофиры» употреблялись Е. С. Федоровым. Это удобно в тех случаях, когда природа горной породы не вполне ясна.

Щелочными породами риолитовой группы являются неовулканические комендиты и пантеллериты и палеовулканические щелочные кварцевые или кварцсодержащие порфиры.

Комендиты (фиг. 136*б*) — эффузивные горные породы, отвечающие по составу гранитам (Бертолио, 1895). Они состоят из плотной серовато- или желтовато-белой, иногда голубовато-серой основной массы и порфировых выделений щелочного полевого шпата — санидина, микропертита, альбита, кварца, к которым присоединяются эгирин, арфведсонит или рибекит и изредка биотит. Указанные щелочные цветные минералы встречаются то порознь, то вместе, иногда в хорошо образованных неделимых, иногда в неправильно ограненных зернах, наподобие губки, проросших кварцем и полевым шпатом. Микроструктура основной массы большей частью микрогранитовая, гранофировая или микропойкилитовая, реже полустекловая.

Пантеллериты (фиг. 136*а*), как и комендиты,— эффузивные продукты застывания магмы щелочных гранитов (Вашингтон, 1913—1914). Они содержат в зеленой, зеленовато-черной или черной, то шлаковидной,

то плотной стекловатой, то трахитовидной, с шероховатым изломом, основной массе фенокристаллы анортоклаза, диопсида или эгирин-авгита, кроссита и большей частью редкие, хотя в некоторых случаях довольно обильные, выделения кварца.

Таким образом, пантеллериты отличаются от комендитов иным характером щелочного полевого шпата и присутствием в качестве главных цветных минералов диопсида и эгирин-авгита; характерно также в пантеллеритах относительно высокое содержание эгирина и меньшее кварца.



Фиг. 136.

а. Пантеллерит. Остров Пантеллерия.

Крупные выделения слегка пелитизированного калиевого полевого шпата и кварца. В полнокристаллической основной массе обильные иголочки эгирина и щелочного амфибола; $d = 3{,}3$ мм.

б. Комендит. Остров Сан-Пьетро, Сардиния.

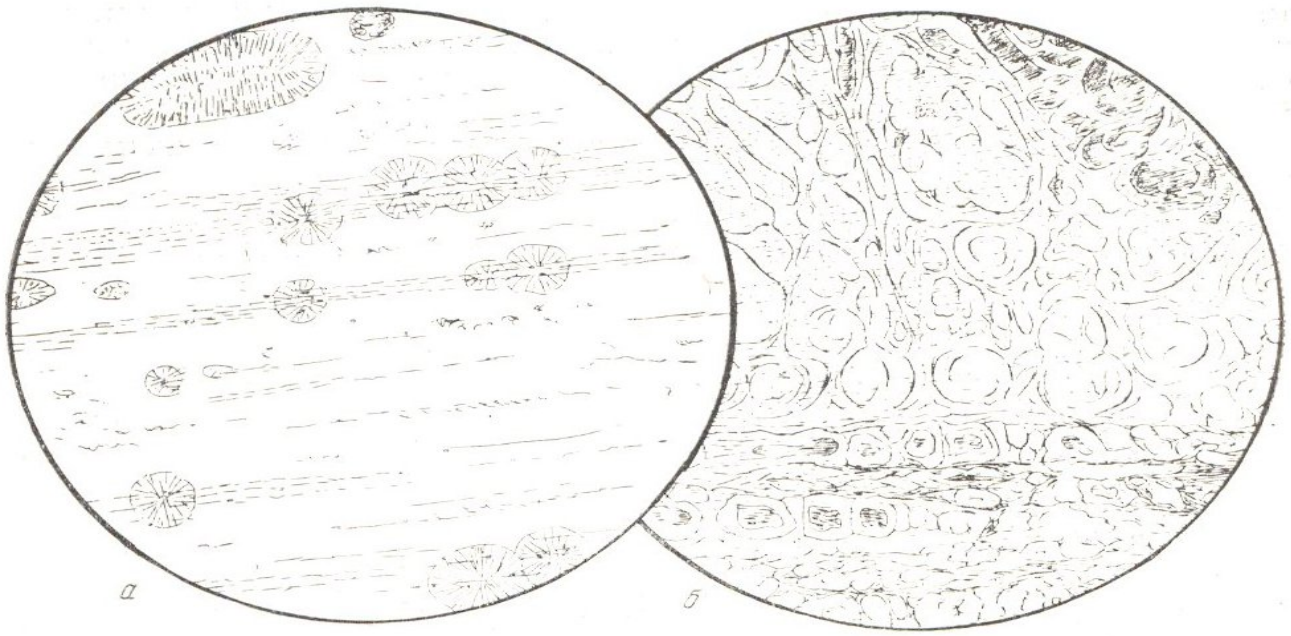
В выделениях санидин (в центре) и кварц (внизу и вверху). Полнокристаллическая кварцево-полевошпатовая основная масса. Щелочной цветной минерал разложен; $d = 4{,}0$ мм

Диопсид и эгирин-авгит то образуют самостоятельные выделения, то первый обрастается вторым; в некоторых разновидностях пантеллерита эгирин в выделениях отсутствует. Основная масса состоит из чистого слегка зеленоватого стекла или же из пронизанного таким стеклом войлока микролитов полевого шпата, кварца и в меньшем количестве эгирина.

Кроме порфировых пород, экструзивные и эффузивные аналоги гранитов, как нормальных, так и щелочных, могут быть представлены афировыми разновидностями, совершенно не содержащими каких-либо фенокристаллов.

Фельзитами называются афировые (афанитовые) представители нормальных риолитов. Они отличаются полным или почти полным отсутствием фенокристаллов, различимых макроскопически, хотя они иногда содержат микропорфировые выделения, наблюдаемые под микроскопом. Микроструктура их вообще может так же видоизменяться, как и в порфировых породах, но в палеотипных породах мы имеем преимущественно структуру фельзитовую и микрофельзитовую.

Среди соответствующих горных пород кайнотипным фельзитам в собственном смысле слова отвечают часто и стекловатые разновидности,



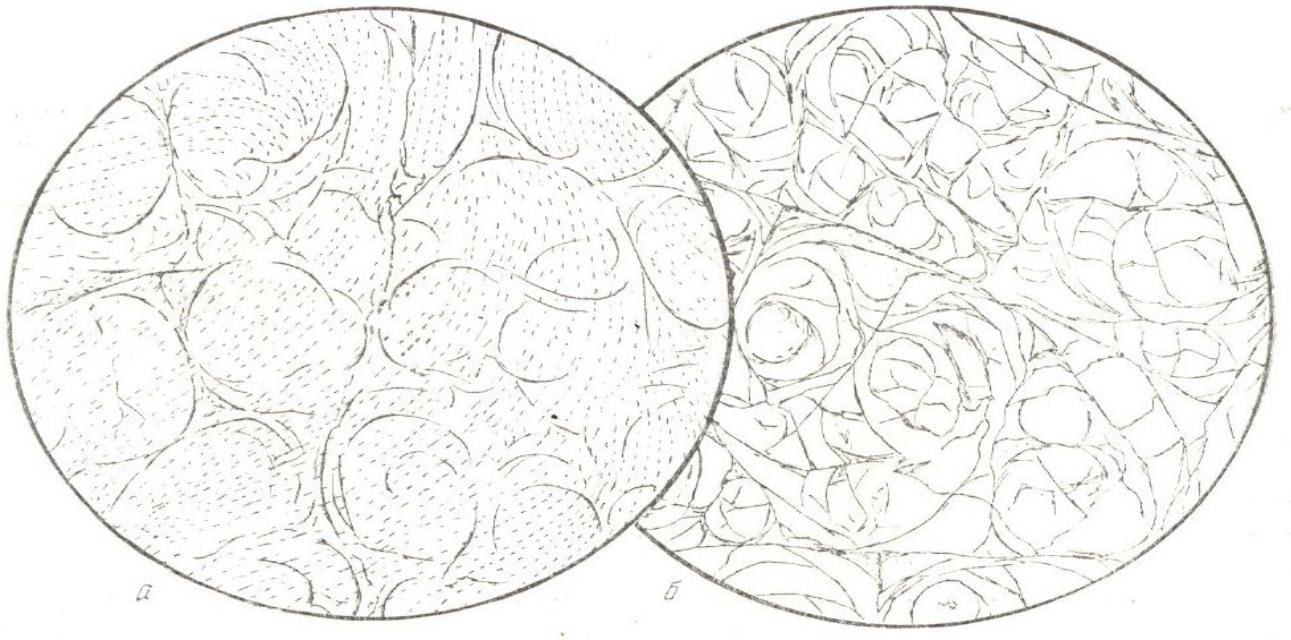
Фиг. 137.

а. Обсидиан. Остров Вулкано, Липарские острова.

Вулканическое стекло с отдельными сферолитами и полосами сферолитов. Флюидальная текстура. Линии течения пересекают сферолиты; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

б. Перлит. Район Синанчинского месторождения, Дальний Восток.

Кислое стекло с характерными перлитовыми трещинами и флюидальной, тонколенточной текстурой $d = 4{,}00$ мм. По Половинкиной и др., 1948.



Фиг. 138.

а. Обсидианы (перлиты). Хемниц. $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

б. То же. Скомер-Айленд. Пемброкшир, Англия; $d = 2{,}6$ мм. По Хачу, 1926.

редко сохраняющиеся в древних породах. В зависимости от окраски, микроструктуры и характера излома, среди таких кислых вулканических стекол различают:

Пехштейн — черный, красный, бурый, зеленоватый, иногда даже желтый и редко белый со смоляным блеском; он содержит в своем составе до 8% воды.

Обсидиан (фиг. 137*а*) — серый, серовато-черный, черный со стеклянным блеском и характерным раковистым изломом, просвечивает в краях; в шлифах бесцветен, реже слабо окрашен в буроватый цвет; воды почти не содержит; характерно присутствие разнообразных кристаллитов.

Перлит (фиг. 137*б*, 138) — серый, голубовато- или желтовато-серый, чаще всего с восковым или эмалевидным блеском. Обладает перлитовой отдельностью, вследствие чего порода представляется состоящей из небольших, от размеров зерна до ореха, скорлуповатых, наподобие луковиц, шариков; последние или находятся изолированно среди стекловатой массы, или сплошь слагают всю породу и тогда, соприкасаясь друг с другом, принимают полиэдрические очертания; содержание воды в них обыкновенно 3—4%. К числу перлитов относится мареканит с реки Мареканки, впадающей в Охотское море (Богданович, 1905).

Пемза окрашена обыкновенно в белый, светло-серый или желтоватый, редко красноватый цвет с характерным пенистым строением, иногда трубчатым, и с матовым или шелковистым блеском в изломе. Содержание воды часто значительное, но большей частью эта вода гигроскопическая.

Главная масса, образующая все эти стекловатые породы, особенно в обсидианах и пемзах, представляет собой стекло и иногда в большей или меньшей степени все же содержит микролиты и сферолитовые образования, а в обсидианах также литофизы. Отдельными участками и полосками наблюдается раскристаллизация в микрофельзит. Особенно характерна такая раскристаллизация вдоль перлитовых трещин в некоторых перлитах. Иногда раскристаллизованные участки обнаруживают флюидальное расположение. Спорадически встречающиеся микропорфировые выделения представляют собой в общем те же минералы, как и в соответствующих порфировых породах. Полевые шпаты обыкновенно обладают стекловатым блеском. Кроме того, в пехштейнах чаще, чем в кварцевых порфирах и риолитах, попадаются авгит и ромбический пироксен, а изредка даже оливин.

ДАЦИТЫ И ДАЦИТОВЫЕ ПОРФИРЫ (ДЕЛЛЕНИТЫ, КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРИТЫ)

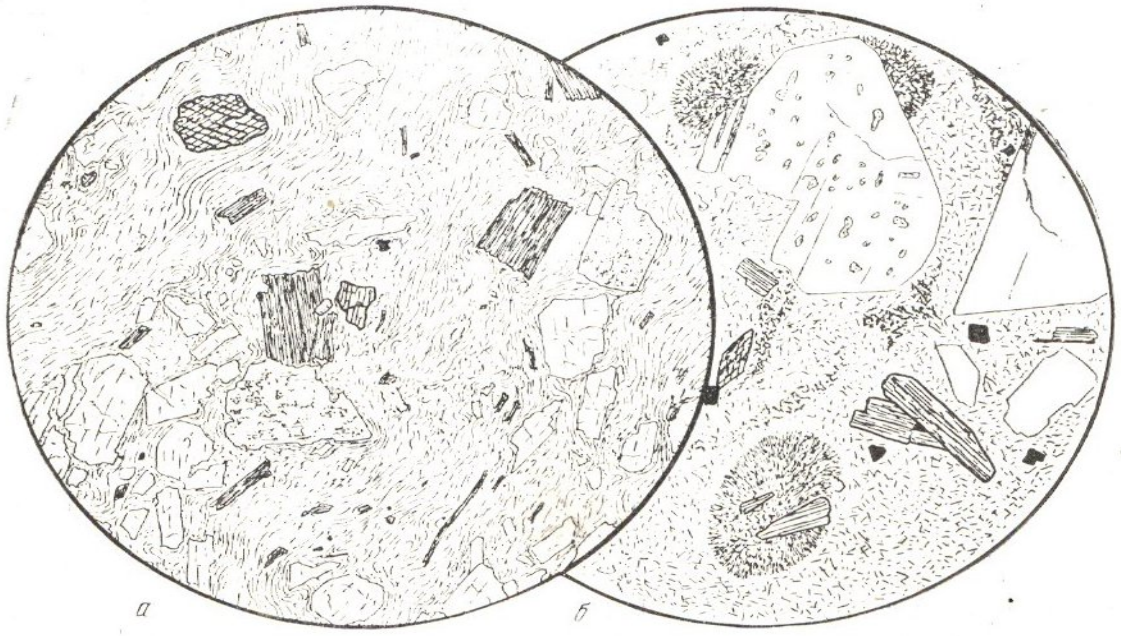
Дациты (и деллениты) — неовулканические, а дацитовые порфиры (или кварцевые порфириты) — палеовулканические эффузивные горные породы, соответствующие по составу некоторым богатым известью известково-щелочным гранитам и гранодиоритам, частью кварцевым диоритам. Для них характерно содержание фенокристаллов известково-натрового плагиоклаза и иногда кварца, а также в меньшем количестве биотита, роговой обманки или пироксена. Фенокристаллы щелочного полевого шпата отсутствуют. Ни в виде порфировых выделений, ни в основной массе не встречаются щелочные цветные минералы или фельдшпатиды.

Аналоги некоторых плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов по составу, т. е. экструзивные породы, содержащие в своем составе в основной массе калиевый полевой шпат в количестве, близком к количеству плагиоклаза в гранодиоритах, называют также делленитами (кайнотипные представители этих пород) или кварцевыми латитами. Для палеотипных соответствующих пород можно пользоваться названием «делленитовые

порфиры». В виде фенокристаллов в этих породах мы встречаем из полевых шпатов только плагиоклаз, а калиевый полевой шпат входит в основную массу или его вещество заключено в стекле. Без химического анализа обычно деллениты неотличимы от дацитов или плагиолипаритов.

Относительно минерального состава дацитов и дацитовых порфиров ограничимся следующими замечаниями.

Плагиоклаз фенокристалла чаще всего андезин, почти всегда с резким зональным строением. Роговая обманка — бурая, реже зеленая; как и биотит, она нередко обнаруживает по периферии магматическую коррозию



Фиг. 139.

а. Дацит риолитоидный. Дальний Восток.

В выделениях — плагиоклаз, буровато-зеленый амфибол и биотит. Основная масса стекловатая с флюидальной текстурой; $d = 8{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948.

б. Дацит андезитоидный. Лассен-Пик, Калифорния.

В выделениях андезин с включениями стекла, роговая обманка, биотит, магнетит. Основная масса — стекло с кристаллитами и сферолитовыми образованиями около порфировых вкрапленников; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

и замещение смесью авгита с магнетитом. Из пироксена наиболее распространен бледно-зеленоватый или бесцветный диопсидовый авгит, но нередки также гиперстен и иногда бронзит. Обычные примеси — рудные минералы, апатит, иногда циркон; случайные — сфен, гранат, ортит, кордиерит.

По характеру основной массы и отчасти по характеру преобладающих цветных минералов среди дацитов и дацитовых порфиров (кварцевых порфиритов) различают:

а) Риолитоидные (или липаритоидные) дациты (фиг. 139*а*) и дацитовые порфиры, имеющие основную массу, сходную с основной массой нормальных риолитов и кварцевых порфиров, и содержащие из цветных минералов в выделениях главным образом биотит или роговую обманку; пироксен встречается редко и только как примесь. Смотря по относительному количеству биотита или роговой обманки, различают:

биотитовые, биотитово-роговообманковые и роговообманковые дациты или дацитовые порфиры.

Эффузивные горные породы, непосредственно примыкающие к нормальным риолитам и риолитовым порфирам и переходящие в дациты, являются эффузивными аналогами гранодиоритов. От них трудно отличить плагиолипариты с фенокристаллами плагиоклаза, но по вещественному химическому составу они ближе к типичным липаритам (риолитам), чем к дацитам. Делленитьі также ближе к риолитам, чем к дацитам следующего типа.

б) Андезитоидные дациты (фиг. 139*б*) и дацитовые порфиры представляют этот второй тип дацитов. Они в основной массе содержат значительное количество мелких лейсточек известково-натрового плагиоклаза. Ортоклаз и кварц (иногда в микропегматических тонких сростках или в виде микрофельзита), а в некоторых случаях только кварц, вместо которого может присутствовать и тридимит, лишь цементируют микролиты плагиоклаза или выполняют небольшие промежутки между ними или, наконец, часто совсем отсутствуют, и вместо них появляется бесцветное или буроватое стекло. Таким образом, основная масса в общем похожа на пилотакситовую, гиалопилитовую или стекловатую основную массу андезитов. В виде фенокристаллов андезитоидные дациты или дацитовые порфиры содержат, кроме плагиоклаза, также пироксен ромбический и моноклинный (последний часто присутствует и в основной массе), но наряду с пироксенами встречаются также и роговая обманка и биотит. По составу андезитоидные дациты чаще всего отвечают гранодиоритам и кварцевым диоритам.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ И УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ КИСЛЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Формы залегания и условия нахождения риолитов и дацитов более или менее сходны. Риолиты и дациты, или соответствующие им порфиры, образуют купола, но иногда потоки и покровы, встречаются в виде жил и даже в виде неглубоких лакколитовых интрузий, не отличаясь существенными петрографическими признаками. Известково-щелочные риолиты и дациты тесно связаны с андезитами, но для других случаев характерна ассоциация риолитов и базальтов, как, например, в Исландии (Пикок, 1924—1925). Очень часто среди лав извержения одного вулканического центра кислые породы — риолиты и дациты — являются наиболее молодыми, однако последовательность лав вообще бывает очень запутанной и сложной. Среди лав современных извержений риолитовые породы чрезвычайно редки, например, купол Новарупта при извержении Катмаи (Феннер, 1926), но вообще они встречаются среди вулканических образований всех возрастов, причем в измененном состоянии среди палеотипных пород не всегда можно отличить настоящие экструзивные или эффузивные породы от соответствующих вулканических туфов.

В самые последние десятилетия изучение богатых кремнекислотой изверженных эффузивных и экструзивных горных пород привело к обнаружению своеобразного типа среди этих образований, уже давно обращавшего на себя внимание некоторыми особенностями, но долго остававшегося непонятным.

Большое количество газов, растворенных в богатых кремнеземом магмах, отражается при экструзии на характере извержений, дающих много пирокластических пород и обильные накопления пемзы, представляющей настоящую силикатовую пену по своей структуре. Обильное

образование пемзы сопровождает многие катастрофические извержения кислых лав.

Еще более сильное выделение газов приводит к совершенному распылению магмы, и в некоторых случаях продуктами извержения являются тонкая взвесь частиц раскаленного, частью даже еще не затвердевшего вполне стекла, кусков раскаленной пемзы и кристаллов, выделившихся в лаве и находившихся в ней в момент взрыва. Обыкновенно при извержении такой тонко измельченный материал не бывает таким раскаленным. Охлаждающее действие уже производит само расширение вулканических газов. Получающийся этим путем пепел падает на землю, давая рыхлые накопления, превращающиеся потом в обычные вулканические туфы. Но при извержениях так называемых раскаленных туч пелейского или катмайского типов раскаленные обломки и частицы выносятся вместе с горячим газом. Такая взвесь их в газе образует отложения пелейских туч и «песчаные потоки», о которых вулканологи узнали после извержения Катмаи в 1912 г. (Феннер, 1926). Этот раскаленный стеклянный песок вместе с газом представлял очень подвижную массу, распространявшуюся по склонам вулкана как настоящая жидкость, заполнявшая долины и их развилки. После отложения горячие частицы вулканического песка и пепла, кусочки пемзы и вулканического стекла свариваются в прочную массу; стекло подвергается впоследствии раскристаллизации с образованием иногда сферолитовых структур, иногда своеобразных гребенчатых структур, или превращается в микрофельзит.

Под влиянием нагрузки вышележащих слоев нижние слои таких отложений еще вязкого стекла расплющиваются и могут даже потечь, как пластичная масса. Сплющивание отдельных кусков стекла особенно показательно.

Горные породы, возникшие таким образом, получили по способу их образования название «сваренных туфов» или *игнимбритов*. Под микроскопом игнимбриты обнаруживают основную массу разнообразной микроструктуры. В верхних частях толщ нередко пирокластическая структура хорошо сохраняется, глубже стеклянные частицы расплющиваются, изгибаются около включений кристаллов и получается вид псевдофлюидальной структуры. В нижних частях происходит часто раскристаллизация стекла и возникают сферолитовые, микрофельзитовые и другие виды структуры. Но такая последовательность не всегда может быть прослежена. Игнимбриты до недавнего времени обыкновенно описывались как риолиты и считались излившимися вулканическими породами даже в их месторождениях молодого возраста — третичных и четвертичных. В некоторых случаях их относили к обычным вулканическим туфам. В более древних и палеотипных игнимбритах первоначальная структура, вследствие раскристаллизации, почти или даже совсем стирается, и мы встречаемся с горными породами, неотличимыми от богатых кремнеземом порфиров, риолитовых, дацитовых и др. В благоприятных случаях, однако, удается открыть реликты игнимбритовой пирокластической структуры. Такие порфиры можно назвать *игнимбритовыми порфирами*. Для них, кроме реликтов структуры, не всегда сохраняющихся, характерно залегание, создающее представление как бы очень большой подвижности таких «лав», совершенно не согласующейся с наблюдаемой в современных вулканах большой вязкостью лав такого состава.

Игнимбриты известны во многих областях молодой вулканической деятельности: Новая Зеландия (Маршалл, 1935), Северная Америка (Феннер, 1937; Джильберт, 1938), Суматра (Штен, 1934), Япония (Коцу, 1934), Камчатка. Состав их не всегда отвечает риолитам и дацитам, но

близок к ним, и обыкновенно эти породы богаты кремнеземом. Мы увидим существование таких пород и трахитового состава — пиперно в окрестностях Неаполя (Цамбонини, 1919). Игнимбритовая природа была выяснена для четвертичных туфов Армении (А. Н. Заварицкий, 1947), уже давно обративших на себя внимание Абиха (1882) и получивших название «туфолав». Игнимбритовые порфиры более древнего возраста обнаружены в Средней Азии и в Казахстане, где они до последнего времени определялись как кварцевые порфиры.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КИСЛЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

В табл. 25 приведены средние составы горных пород риолито-дацитовой группы (до Дэли, 1933).

Таблица 25

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO_2	72,80	72,36	73,51	75,45	68,63	62,43	65,68
TiO_2	0,33	0,33	0,29	0,17	0,35	0,85	0,57
Al_2O_3	13,49	14,17	11,43	13,11	10,30	16,15	16,25
Fe_2O_3	1,45	1,55	2,97	1,14	5,60	4,04	2,38
FeO	0,88	1,01	1,08	0,66	2,61	1,20	1,90
MnO	0,08	0,09	0,04	0,29	0,21	0,09	0,06
MgO	0,38	0,52	0,16	0,34	0,37	1,74	1,41
CaO	1,20	1,38	0,28	0,83	1,07	4,24	3,46
Na_2O	3,38	2,85	4,65	5,88	6,14	3,34	3,97
K_2O	4,46	4,56	4,53	1,26	4,17	3,75	2,67
H_2O	1,47	1,09	1,02	0,69	0,53	1,90	1,50
P_2O_5	0,08	0,09	0,04	0,18	0,02	0,27	0,15

I — риолиты (и липариты)
II — кварцевые порфиры
III — комендит
IV — кварцевый кератофир
V — пантеллерит
VI — кварцевый латит
VII — дацит

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	13,8	1,4	3,8	81,0	27,6	55,2	17,2	—	53,4
II —	12,6	1,6	5,7	80,1	44,2	40,7	15,1	—	48,4
III —	14,8	1,4	2,6	81,2	—	77,5	10,0	12,5	56,2
IV —	14,2	1,0	2,8	82,0	18,2	61,4	20,4	—	87,1
V —	13,4	5,8	3,4	77,4	—	45,1	17,7	37,2	55,4
VI —	13,2	4,5	8,6	73,7	—	54,5	35,8	9,7	57,4
VII —	12,8	4,3	7,0	75,9	9,8	55,9	34,3	—	68,9

Из сопоставления числовых характеристик и сравнения цифр анализов ясно видно тождество кайнотипных риолитов и липаритов, с одной стороны, и кварцевых порфиров — с другой. Заметим, что риолиты в сред-

нем несколько пересыщены глиноземом, а в средних составах комендитов и пантеллеритов имеем избыток натра (породы, пересыщенные щелочами). В комендитах мы имеем породы, пересыщенные щелочами ($\bar{c}$ вместо c) и в меньшей степени, чем пантеллериты. В кварцевых кератофирах величина c понижена, но все же главное отличие их от щелочных пород риолитового типа — это преобладание натрия над калием (высокое n).

Пантеллерит выделяется не только высоким a, но и высоким $\bar{c}$, что отвечает значительному избытку щелочей — натрия, заключенного в эгирине и щелочной роговой обманке. Высокое содержание железа, которое мы видели в анализе пантеллеритов, также находится в связи с указанной особенностью его минерального состава. По относительно низкой величине s пантеллериты приближаются к трахитам, уклоняясь от типичных риолитов.

Сравнивая числовую характеристику дацита с характеристиками глубинных изверженных горных пород, легко видеть, что состав его отвечает составу гранодиорита и, вероятно, только в редких случаях наиболее кислым кварцевым диоритам. К дациту близок и кварцевый латит.

При сравнении числовых характеристик эффузивных и глубинных изверженных горных пород вообще можно заметить, что в эффузивных несколько выше параметры a и ниже c, а иногда и b, т. е. эффузивные породы несколько богаче щелочами и кремнеземом, чем соответствующие глубинные. С этой особенностью мы встречаемся и в других группах изверженных горных пород.

Глава X

ГРУППА СИЕНИТА — ТРАХИТА

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Группа сиенита и трахита обнимает горные породы, являющиеся относительно редкими и принимающие сравнительно небольшое участие в строении земной коры. Мы видели, что различные типы горных пород пользуются далеко не одинаковым распространением. Если подсчитать площадь, приходящуюся на долю горных пород гранитовой группы (гранит, гранодиорит, риолит, дацит), то, как было указано, это составит 49% всей площади распространения изверженных горных пород, а на группу сиенита — трахита приходится всего 0,6%. Относительно мал и размер отдельных масс сиенитовых пород. Сомнительны данные о распространении бразильских сиенитов Сеара, захватывающих площадь до 1200 км². Одними из крупных являются сиенитовые массивы Урала (Е. А. Кузнецов, 1939) с площадью в 100—200 км². Крупным массивом считают даже массив сиенита Бьелла в Пьемонте площадью 60 км² (Белянкин, 1926). Такие цифры, конечно, несравнимы с теми, какие мы имеем для гранитов, занимающих площади до десятка тысяч квадратных километров.

Сиенитовые и трахитовые горные породы могут быть определены как породы существенно бескварцевые, состоящие главным образом из щелочного полевого шпата, одного или вместе с плагиоклазом, и подчиненного количества цветных минералов. Однако в сиенитах редко кварц совсем отсутствует, но во всяком случае он является здесь минералом или случайным или совершенно второстепенным. Решительное преобладание салических элементов является необходимым условием для отнесения горных пород в эту группу, если не считать горных пород лампрофировых, относимых к сиенитовым породам условно.

СИЕНИТЫ

Сиениты представляют собой равномернозернистые или иногда порфировидные, бескварцевые или бедные кварцем горные породы, в которых существенной составной частью является щелочной полевой шпат, цветные минералы присутствуют в подчиненном количестве. Другими словами, сиениты — это лейкократовые бескварцевые глубинные породы с преобладающим или во всяком случае входящим в их состав в значительном количестве щелочным полевым шпатом.

Бедными кварцем вообще обыкновенно называют горные породы, в которых этот минерал различается только под микроскопом, причем он встречается в отдельных зернах, по числу значительно уступающих зернам остальных минералов, составляя не более 10% породы. Для большей определенности сиенитами лучше было бы называть лишь горные породы

совершенно бескварцевые или почти бескварцевые (с содержанием кварца меньше 5%), а содержащие до 10% кварца или около этого и отличающиеся, таким образом, от гранитов лишь меньшим количеством этого минерала — называть кварцевыми сиенитами. Иногда их называют граносиенитами.

Сиениты обыкновенно отличаются от гранитов также и несколько более высоким содержанием цветных минералов, количество которых нормально колеблется от 20 до 10%, составляя в среднем около 15%; количество щелочного полевого шпата в сиенитах, как в гранитах, не спускается ниже 33%, при дальнейшем его уменьшении мы имеем дело уже с переходами в сиенито-диориты. В щелочных сиенитах плагиоклаз, как правило, отсутствует совершенно и щелочной полевой шпат составляет более 80—85% всей массы породы. С увеличением количества цветных минералов нормальные сиениты переходят в меланократовые сиениты, или меласиениты, и дальше в шонкиниты. Наоборот, с убыванием цветного минерала получаются лейкосиениты. Как и граниты, сиениты на основании отсутствия или присутствия известковистого плагиоклаза разделяются на сиениты щелочные, без известкового плагиоклаза, и нормальные, или известково-щелочные, содержащие плагиоклаз.

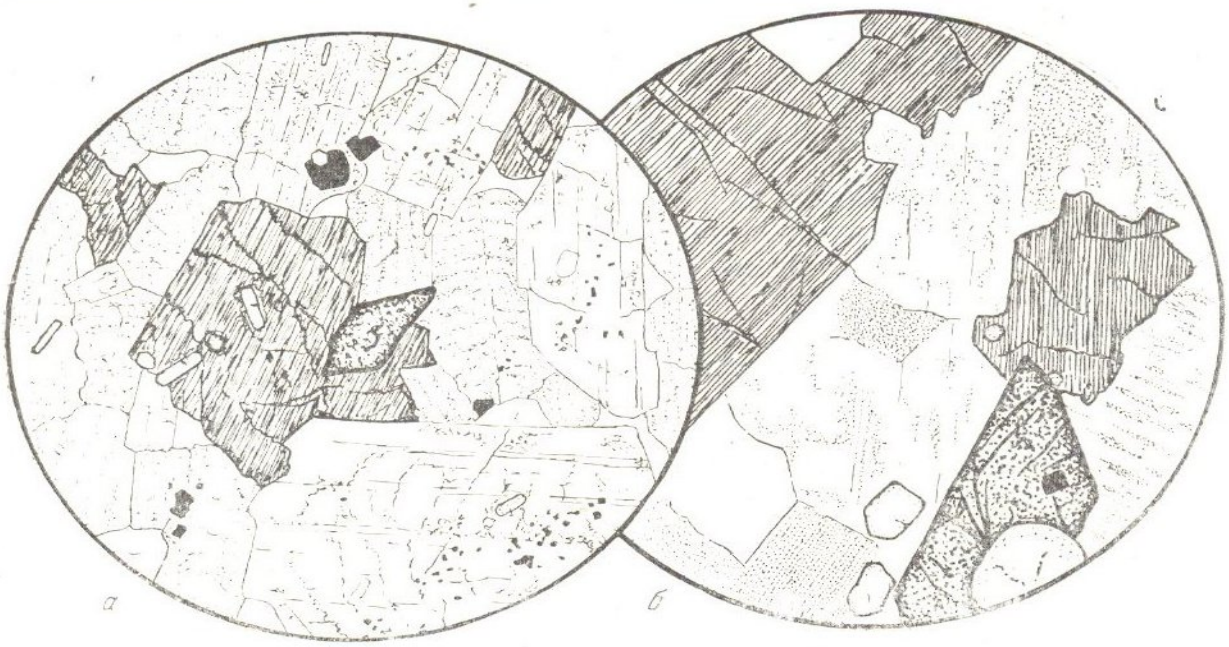
Как и при классификации гранитов, при этом к щелочным сиенитам относят обыкновенно те из не содержащих плагиоклаза сиенитов, в которых присутствуют, хотя бы в небольшом количестве, щелочные пироксены и амфиболы или встречается хотя бы небольшая примесь фельдшпатидов.

Такие сиениты обыкновенно связаны с типичными щелочными породами, о которых речь будет ниже. Кроме того, нормальные известково-щелочные сиениты отличаются от щелочных сиенитов и характером щелочного полевого шпата. В нормальных сиенитах мы имеем большей частью обыкновенный ортоклаз, бедный натром, иногда микроклин и пертит: в щелочных сиенитах — натровый ортоклаз, диортоклаз, микропертит, микроклин-пертит, также много альбита.

Плагиоклаз в нормальных сиенитах — олигоклаз или андезин, редко (в некоторых авгитовых сиенитах, примыкающих к монцонитам) — лабрадор.

Затем сиениты различаются по характеру преобладающих среди цветных минералов биотита, роговых обманок или пироксенов. Сиениты, содержащие только один из этих минералов, редки, особенно слюдяные сиениты. Типичными из сиенитов известково-щелочного ряда являются горные породы из некоторого количества олигоклаза, преобладающего ортоклаза и обыкновенной роговой обманки. Это так называемый *плауэнский тип сиенита* (фиг. 140). Авгитовые известково-щелочные сиениты иногда называют сиенитами типа Грёба (фиг. 141*а*). В некоторых случаях для сиенитов характерна определенная комбинация цветных минералов, как, например, для щелочного сиенита, получившего название пуласкита, характерна комбинация биотита и диопсида вместе с щелочными минералами — баркевикитом, рибекитом или эгирином. В общем различие в характере цветных минералов в группах щелочных и нормальных сиенитов таково же, как в соответствующих гранитах, однако следует отметить, что в некоторых щелочных сиенитах встречается баркевикитовая роговая обманка и иногда фиолетовый титанистый пироксен, не встречающийся в соответственных гранитах.

В некоторых прибайкальских щелочных сиенитах в числе цветных минералов вместе с эгирин-агитом находится известково-железистый гранат (андрадит). Такие сиениты Эскола (1921) назвал *свяотоноситами*



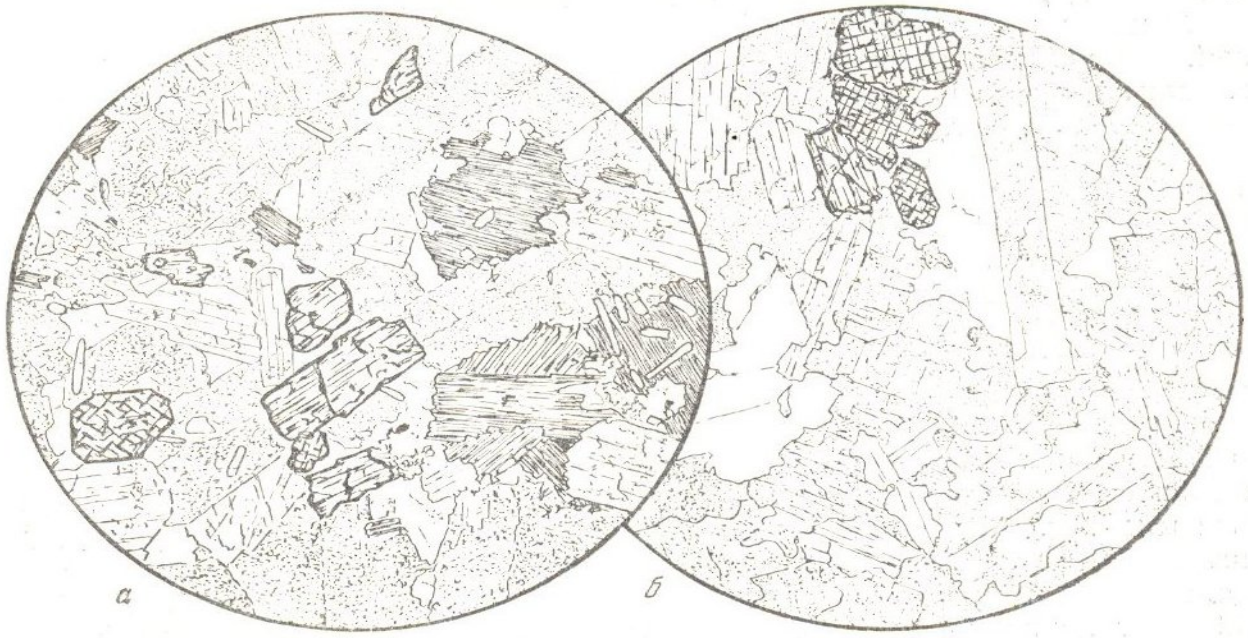
Фиг. 140.

а. Сиенит роговообманковый. Ройтцшен около Мейссена, Германия.

Калиевый полевой шпат, олигоклаз, зеленая роговая обманка и немного кварца. Акцессорные — сфен (в центре), апатит и магнетит. Гипидиоморфнозернистая структура; $d = 3{,}0$ мм. По Рейнишу 1920.

б. Сиенит роговообманковый. Плауэнская долина, Дрезден, Германия.

Калинатровый полевой шпат, зеленая роговая обманка. Крупные кристаллы акцессорных минералов — сфена и апатита. Немного кварца; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.



Фиг. 141.

а. Сиенит авгито-биотитовый. Фронау, Шварцвальд, Германия.

Калиевый полевой шпат, олигоклаз, биотит и моноклинный пироксен. Немного кварца; акцессорный апатит. Гипидиоморфнозернистая структура; $d = 3{,}0$ мм. По Рейнишу, 1920.

б. Акерит (пироксеновый кварцевый сиенит). Мьёсен, район Осло, Норвегия.

Калиевый полевой шпат, плагиоклаз, немного кварца и авгит (вверху); $d = 3{,}5$ мм.

(от мыса Святой Нос). Похожие на них сиениты с гранатом встречены в Чинском районе Витимского плато (Половинкина, 1931). Есть также корундовые сиениты.

Щелочные сиениты распространены, по-видимому, более, чем известково-щелочные.

Давно получил известность щелочной сиенит из Арканзаса (Дж. Вильямс, 1891), состоящий существенно из калиевого полевого шпата (криптопертита) и около 10% цветных минералов: диопсида, обрастающего его эгирина и арфведсонитовой роговой обманки. Как примесь иногда появляется нефелин. К цветным минералам присоединяется биотит; акцессорные минералы — титанит, апатит, магнетит и флюорит. Структура зернистая или слегка трахитоидная. Этот щелочной сиенит получил название пуласкита (фиг. 142*а*). На него очень похож умптекит (фиг. 143) — щелочной сиенит, образующий пояс вокруг нефелиновых сиенитов Хибинского массива (Рамсай и Хакман, 1894). Это желтовато-серая горная порода от тонкозернистой до грубозернистой структуры из ортоклаз-микропертита, криптопертита и цветных минералов: арфведсонита и иголочек эгирина, иногда появляется также нефелин.

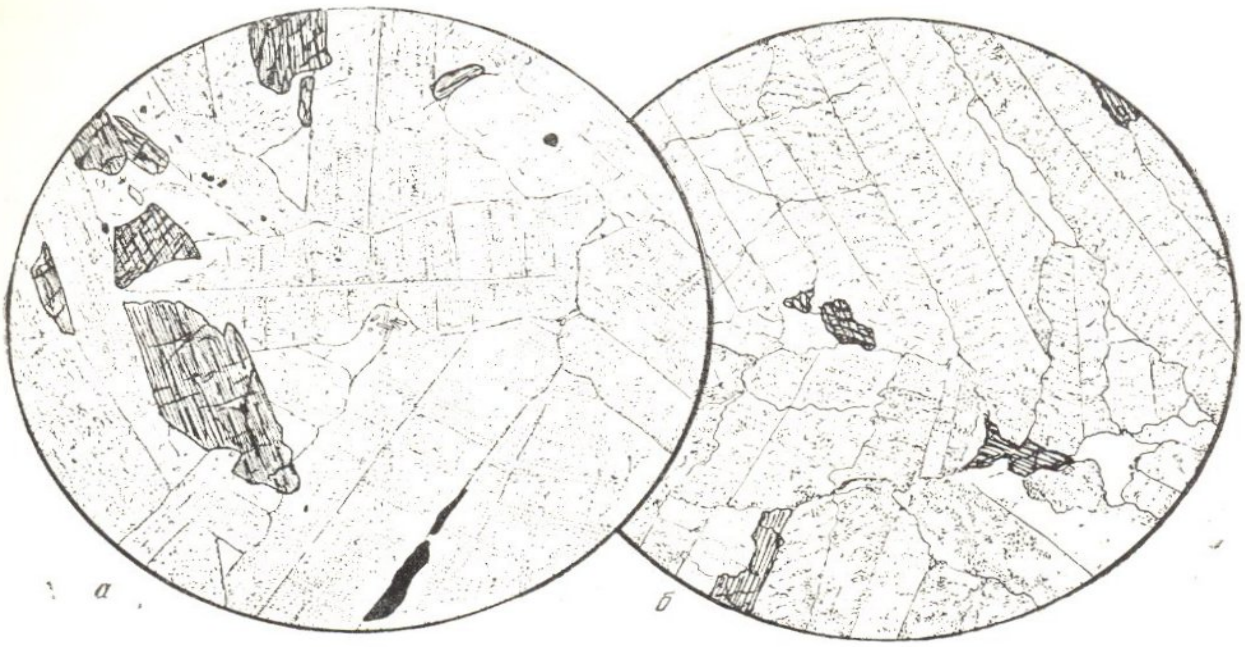
От типичных щелочных сиенитов (фиг. 144), вроде пуласкитов, отличается небольшим содержанием кварца нордмаркит (фиг. 145) — кварцевый сиенит щелочного типа (Брёггер, 1890_1). Полевой шпат в нем — идиоморфные кристаллы микропертита.

Разделение сиенитов производится также или по особенностям структуры, или, как мы уже видели, по содержанию некоторых характерных минералов второстепенного значения; например, гедрумит (фиг. 142*б*) — разновидность пуласкита, обладающая трахитоидной структурой (Брёггер). Так же, как в пуласкитах, в этой горной породе иногда содержится небольшая примесь нефелина.

Акцессорные минералы в нормальных сиенитах — титанит, апатит, рудный минерал; в щелочных, кроме того, попадаются также нефелин и содалит и часто встречается циркон. Очень характерен для большинства сиенитов титанит.

К числу пироксеновых сиенитов с небольшим содержанием кварца относится норвежский акерит (фиг. 141*б*). В нем пироксен — диопсид, иногда зеленоватый от примеси эгириновой составой части; полевой шпат — ортоклаз и немного олигоклаза (Брёггер, 1890_2). Характерна структура акерита с отчетливым идиоморфизмом полевого шпата, ограниченного (010) и (001). Несколько щелочной характер пироксена указывает на уклонение в сторону щелочных сиенитов, но все же акерит скорее известково-щелочной сиенит.

В щелочных сиенитах, состоящих главным образом из щелочных полевых шпатов, естественно разделение их по характеру полевого шпата на калиевые и натровые. С одной разницей состава связан и характер цветных минералов: в калиевых — слюда и обыкновенная роговая обманка; в натровых — натровые пироксены и амфиболы. Несколько своеобразным щелочным сиенитом является открытый в окрестностях Осло (Брёггер, 1890_1) ларвикит или лаурвикит (фиг. 146) из содержащего известь микро- и криптопертита в кристаллах с ромбическими очертаниями, титансодержащего авгита, диопсида и эгирин-авгита, а также баркевикита и лепидомелана. Иногда как примесь в ларвиките попадаются оливин и фельдшпатиды. Лейкократовая разновидность ларвикита получила особое название тенсбертита (Брёггер, 1898). Ларвикит представляет собой своеобразную породу, в которой наряду с явно выраженным щелочным характером, а именно цветными минералами, свойственными щелоч-



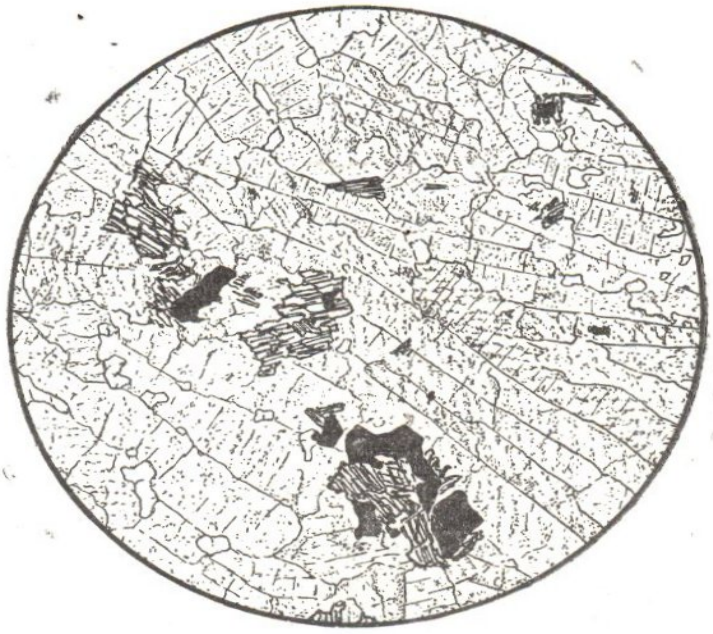
Фиг. 142.

а. Пуласкит. Аасрум, район Осло, Норвегия.

Анортоклаз, щелочной амфибол. Гипидиоморфнозернистая структура; гранитоидная текстура; $d = 3{,}7$ мм. По Рейнишу, 1920.

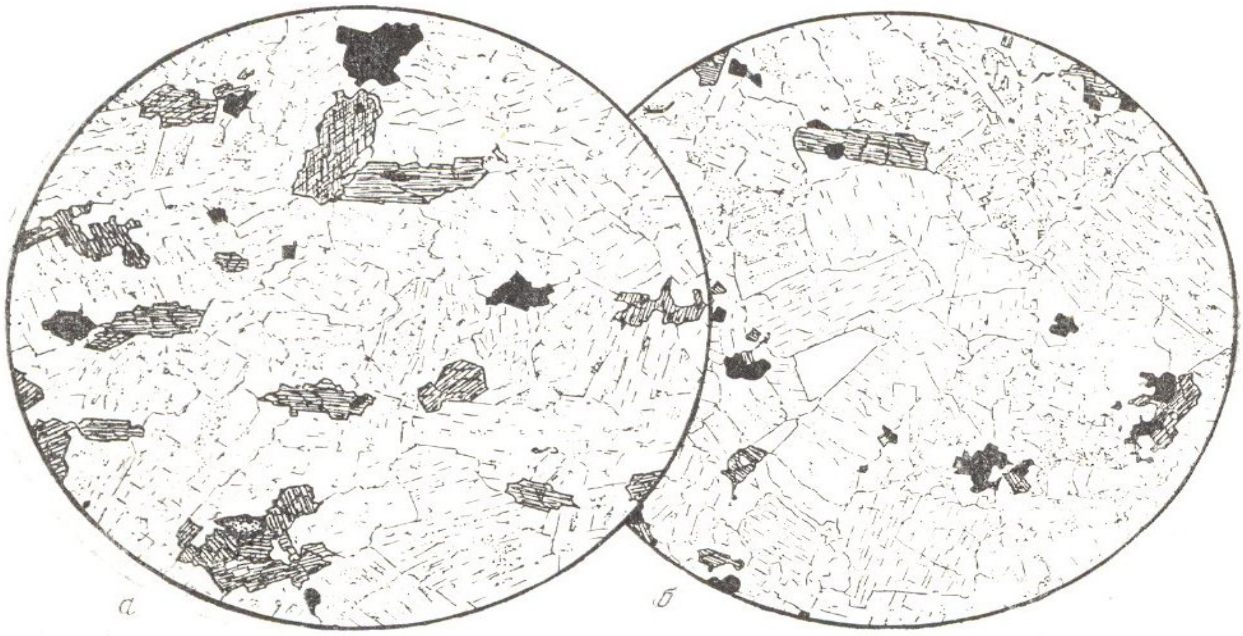
б. Гедрумит. Гедрум, район Осло, Норвегия.

Тот же состав, что у пуласкита, но типичная трахитоидная текстура; $d = 4{,}3$ мм. По Джохенсену, 1938.



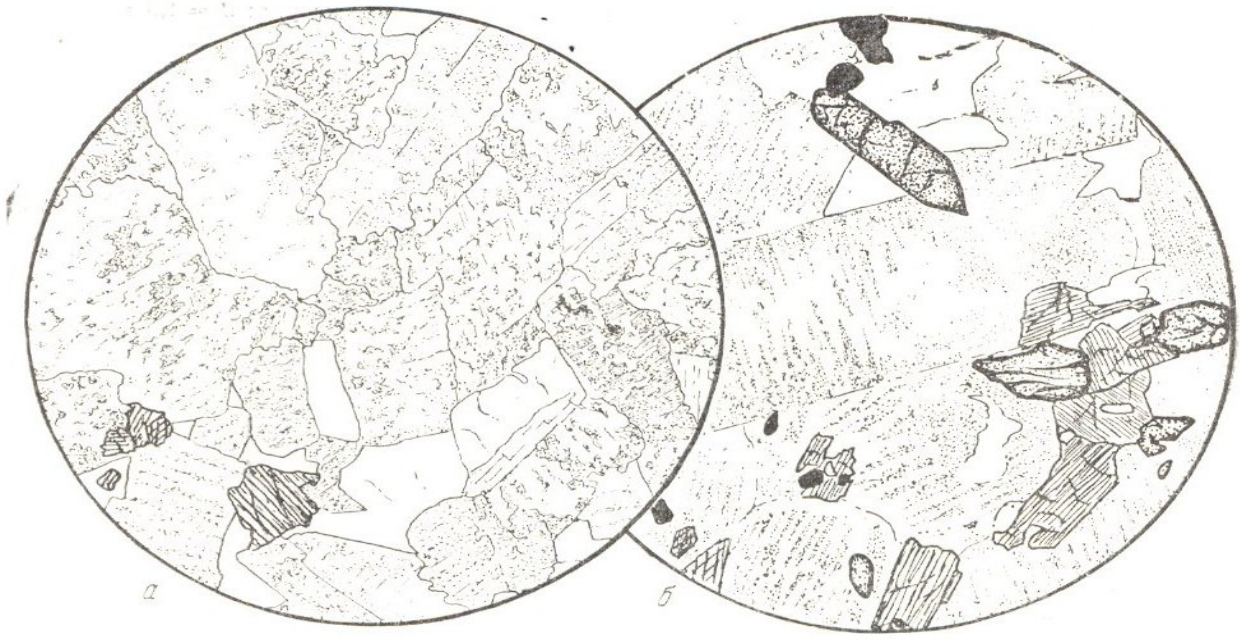
Фиг. 143. Умптекит, трахитоидный тип. Умптек, Хибинские горы.

Микролин-пертит, арфведсонит и рудный минерал. Типичная трахитоидная текстура; $d = 5{,}1$ мм.



Фиг. 144. Щелочные сиениты Бердяушского массива. Урал.

Полевой шпат — микроклин-микропертит и альбит; цветные минералы — щелочная роговая обманка и биотит (*а*). Немного кварца в ксеноморфных зернах (*б*). Акцессорные — магнетит, сфен; *d*=3,3 мм. По А. Н. Заварицкому, 1937.



Фиг. 145.

а. Нордмаркит (щелочный кварцевый сиенит). Берикуль, Кузнецкий Алатау.

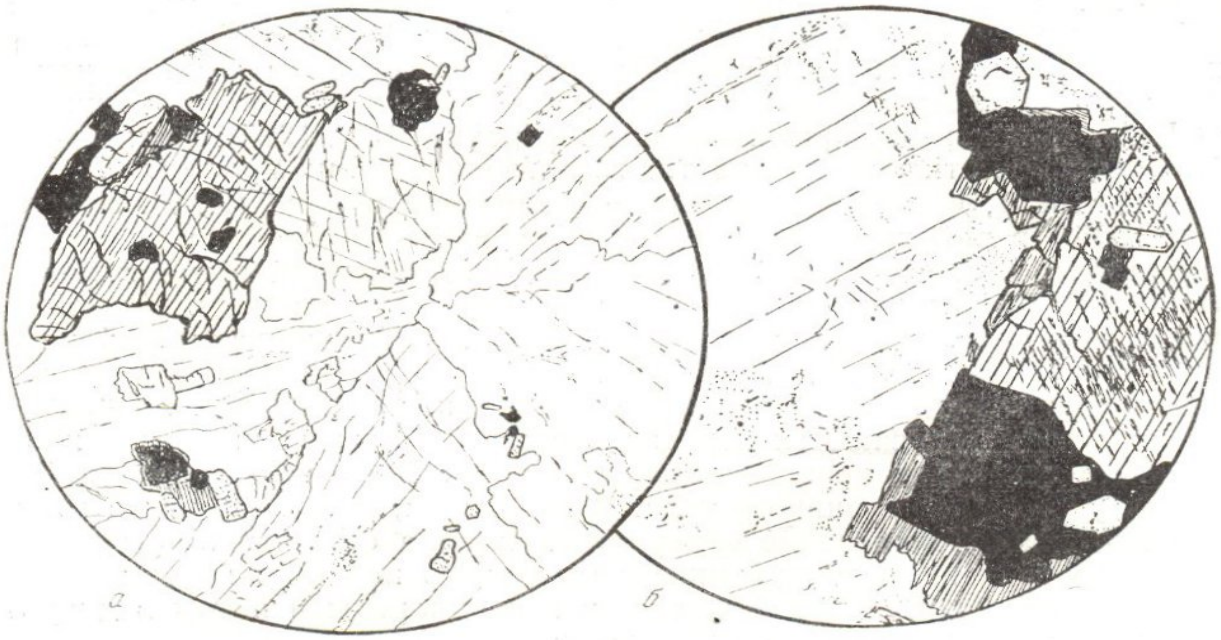
Микроклин-пертит с большим количеством пертитовых вростков альбита пятнистого типа, кварц и щелочной амфибол. Гипидиоморфнозернистая структура; $d = 5{,}6$ мм

б. Нордмаркит. Район Осло, Норвегия.

Калиевый полевой шпат, щелочной амфибол и акцессорные — магнетит и сфен. Гипидиоморфнозернистая структура; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

ным породам, и иногда примесью нефелина, имеет место относительно высокое содержание извести. В этом отношении ларвикит представляет уклонение от более распространенных щелочных сиенитов в сторону щелочных габброидных пород.

Щелочные сиенитовые породы, очень бедные калием, естественно должны содержать альбит вместо калиевого полевого шпата. Как крайнюю разновидность таких пород можно рассматривать некоторые альбититы, особенно если цветными минералами в них являются щелочные пироксены и амфиболы. Иногда, если цветные минералы не обнаруживают



Фиг. 146. Ларвикит. Ларвик, Лангезунд-фиорд. Южная Норвегия.

а — общий вид структуры. Анортоклаз в ромбовидных зернах, авгит, акцессорные — магнетит и апатит. Немного биотита; $d = 5{,}6$ мм. По Харкеру, 1935. *б* — реакционные каемки биотита на зернах магнетита. Характерные включения рудного минерала в авгите; $d = 2{,}5$ мм. По Харкеру, 1935.

щелочного характера, такие горные породы называют альбитовыми диоритами. Но по вещественному составу их правильнее отнести в группу натровых сиенитовых пород.

Особенности структуры сиенитов вообще, которые надо здесь отметить, заключаются в следующем: кварц, если он присутствует, всегда ксеноморфный и имеет вид минерала, выделившегося последним; полевые шпаты в щелочных сиенитах часто имеют таблицеобразую форму, с чем связана встречающаяся иногда трахитоидная текстура. Как уже упоминалось, в ларвиките сечение полевого шпата имеет форму вытянутых ромбов.

Из двух главных составных частей пироксен в большей степени обладает склонностью образовывать идиоморфные кристаллы, роговая обманка нередко не обладает ясными гранями. Диопсид и обыкновенная роговая обманка, когда они присутствуют одновременно, большей частью срастаются вместе, причем пироксен образует ядро; иногда происходит явное замещение пироксена роговой обманкой, в некоторых случаях она имеет вид пегматитообразных сростков. В ларвиките цветные минералы часто срастаются вместе кучками.

В порфировидных сиенитах фенокристаллами являются большей частью щелочной полевой шпат и иногда плагиоклаз. Вообще сиениты

имеют много общего с гранитами в отношении проявления в них крупных структурных признаков отдельности, а также динамометаморфических изменений. Относительно геологической роли и формы залегания сиенитов надо отметить следующее.

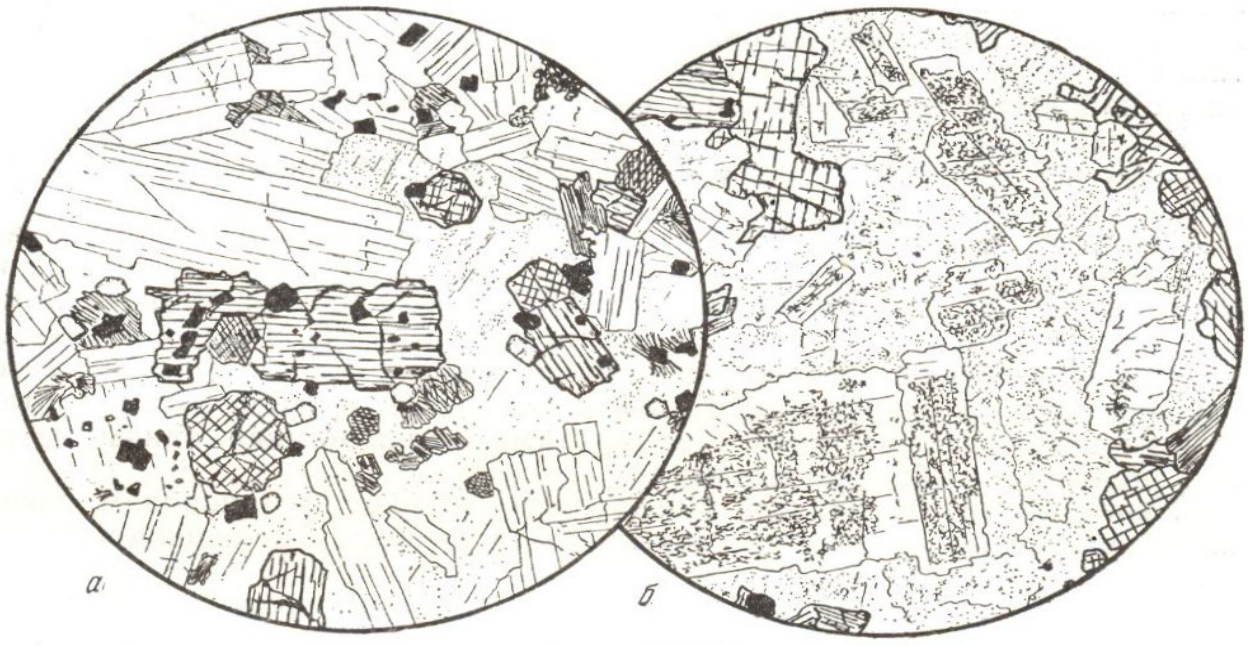
Известково-щелочные сиениты представляют собой в громадном большинстве случаев местные, особенно краевые, фации соответствующих гранитов. Так, слюдяные сиениты встречаются как фация биотитовых гранитов, роговообманковые — в виде фаций роговообанково-биотитовых гранитов; пироксеновые — как фации массивов биотитовых гранитов и роговообманковых гранитов и сиенитов. Классические плауэнские и мейссенские сиениты представляют, например, фации мейссенского гранита (Эберт и др., 1934). Переходы гранитов в сиениты также характерны в Упсальском массиве в Швеции, Массачузетсе и Миннесоте в США — Квинси- и Вермонт-граниты (Гроут, 1918_2, 1925_1; Вольф, 1929). У нас они известны в окрестностях горы Магнитной на Урале (А. Н. Заварицкий, 1927), далее указываются в Ишимском районе (А. Н. Заварицкий, 1936), в районе Успенского рудника, в Баянаульском районе в Казахстане, в Туркестанском хребте; несколько указаний имеется для пограничной Джунгарии (Усов, 1914); они известны также в Енисейском кряже — татарский гранит (Мейстер, 1910), в Ципиканском районе Забайкалья (Половинкина, 1932) и др. Реже роговообманковые и пироксеновые сиениты образуют самостоятельные небольшие тела. Слюдяные сиениты тоже встречаются изредка в самостоятельных штоках и жилах, причем в последних нередко обнаруживается более меланократовый характер у боков интрузивного тела. В переходах, наблюдаемых в гранитных массивах, уменьшение содержания кварца обыкновенно сопровождается уменьшением содержания и щелочного полевого шпата; поэтому граниты переходят большей частью в гранодиориты и потом в диориты; переходы в сиениты встречаются реже.

Щелочные сиениты распространены, как сказано, больше известково-щелочных. Они встречаются иногда самостоятельно, большей частью в лакколитах, но особенно в связи с другими щелочными породами — нефелиновыми сиенитами, щелочными гранитами, эссекситами.

Так, например, в Ильменских горах (А. Н. Заварицкий, 1939_1) щелочные сиениты, представленные здесь разновидностями с эгирин-авгитом или с эгирином и щелочной голубой роговой обманкой, тесно связаны как с нефелиновыми сиенитами (миаскитами), так и с щелочными гранитами. Так же как и миаскиты, щелочные сиениты обладают здесь гнейсовидной структурой. Различаются два главных вида: эгириновый или эгирин-авгитовый сиенит из преобладающего прекрасно развитого микропертита и щелочного пироксена и сиенит с голубой щелочной роговой обманкой, также микропертитовый. Можно видеть в некоторых образцах остатки эгирина, замещаемого этой роговой обманкой. В некоторых случаях к роговой обманке присоединяется красноватая слюда. Кроме того, в Ильменских горах известны биотитовые щелочные сиениты, являющиеся как бы безнефелиновой фацией миаскитов. В некоторых случаях они обнаруживают развитую миаролитовую текстуру. Среди акцессорных минералов ильменских щелочных сиенитов распространен циркон. В Хибинских горах, как мы уже видели, щелочные сиениты, названные умптекитами, окружают массив нефелиновых сиенитов, подобно тому как на Урале миаскиты окружены кольцом щелочных сиенитов. В подобных случаях щелочные сиениты представляют своего рода промежуточную зону, или ее рассматривают как реакционную кайму между нефелиновыми сиенитами и окружающими их кварцсодержащими породами.

Щелочные сиениты, сопровождающие нефелиновые сиениты, встречаются в окрестностях г. Жданова (быв. Мариупольском районе; Айнберг, 1933). Среди этих сиенитов встречаются такие разновидности: эгирин-авгитовые и эгириновые с щелочной роговой обманкой (гастингсит, кроссит). В некоторых попадается примесь графита. Кроме того, здесь встречаются и кварцевые щелочные сиениты, очень близкие к нордмаркитам. Из акцессорных минералов в щелочных сиенитах этого района отмечается примесь флюорита.

Кроме известково-щелочных и щелочных сиенитов, к группе сиенитовых горных пород относятся еще монциниты (фиг. 147). По качественному минеральному составу горные породы, названные монцонитами,



Фиг. 147. Монциниты.

Плагиоклаз (андезин), иногда заметно разложен; калиевый полевой шпат в ксеноморфных зернах; цветные минералы —авгит и биотит, акцессорные — магнетит и апатит. Типичная монцонитовая структура.

а — Монцони. Тироль; *d* около 4 мм. По Хачу, 1926. *б* — Ишим, Казахстан; *d* = 3,5 мм.

близки к известково-щелочным, особенно альбитовым, сиенитам, именно к так называемым сиенитам типа Грёба. Главными отличительными признаками монцонита считают: 1) содержание известковистого довольно основного плагиоклаза, большей частью лабрадора, реже битовнита или андезина, в таком же (или даже несколько большем) относительном количестве, как калиевый полевой шпат; 2) содержание как главного цветного минерала идиоморфного авгита, который, впрочем, почти всегда сопровождается тем или другим количеством биотита, иногда зеленой роговой обманкой, реже гиперстеном и оливином. Типичные монциниты Тироля имеют, по Брёггеру (1895), такой количественный минеральный состав: кварца 2,5%, натрового ортоклаза 30%, плагиоклаза (№ 40—50) 32%, биотита и роговой обманки 15%, авгита 15%, рудных и других акцессорных минералов до 6%. Всего цветных минералов до 35%. Таким образом, монциниты не только содержат более основной плагиоклаз, чем сиениты, но и являются породами более меланократовыми. По этим признакам и главным образом по химическому составу Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1898) предлагал называть эти породы габбро-сиенитами.

Монцониты находят иногда с щелочными породами и сопровождающими последние свитами жил. В других случаях они ассоциируются с габбро. Для монцонитов обычно характерна серая окраска полевых шпатов, а не розовая или красная, как у многих нормальных сиенитов, а также большая изменчивость состава, именно непостоянство количественных отношений светлых и темных минералов, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, авгита и других цветных минералов и местное появление то кварца, то оливина, то нефелина.

Как главную особенность структуры монцонита, кроме идиоморфизма пироксена, надо указать резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к ортоклазу (монцонитовая структура), местами принимающего форму пойкилитовых врастаний в ортоклазе; когда присутствует биотит, он нередко содержит пойкилитовые вростки пироксена. В порфировидных типах фенокристаллы не бывают представлены ортоклазом, как это часто наблюдается в нормальных авгитовых сиенитах.

Условия залегания монцонитов в Тироле (Брёггер, 1895), где эта порода была установлена впервые,— небольшие интрузивные массы среди метаморфизованных ими триасовых и меловых отложений.

Розенбуш (1898) указывал, что монцониты в отношении минерального и химического состава занимают как бы промежуточное положение между нормальными и щелочными сиенитами. Однако, исходя из минерального состава, скорее можно рассматривать монцониты как горные породы, связывающие сиениты и габбро. Эти отношения отчетливы в тех случаях, когда монцониты и геологически связаны с габбро. Однако монцониты тесно связаны также с эссекситами, являющимися одним из типов щелочных габброидных пород.

Переходы от монцонитов к щелочным габброидным породам связаны с увеличением цветных составных частей и иногда с появлением фельдшпатидов.

С точки зрения отношений монцонитов к другим горным породам следует, кроме того, отметить их нередкое нахождение совместно с богатыми калием щелочными породами. Так, например, монцониты встречены во всех комплексах изверженных горных пород нашей страны, где обнаружены лейцитовые (точнее, псевдолейцитовые или эпилейцитовые) горные породы: в Ишимском комплексе (А. Н. Заварицкий, 1938), в массиве Ири-Су (Николаев, 1928$_2$; Вендланд, 1937), в Ыллымахском комплексе — Алдан (Билибин, 1947), в Памбакском массиве (Котляр, 1945). В ассоциации с габбровыми породами мы встречаем монцониты на Волыни (Безбородько, 1935) и на Урале (Е. А. Кузнецов, 1939).

Разновидностью монцонитов можно считать так называемые м а н г е р и т ы. Их связывают с чарнокитовой серией пород. Цветные минералы — биотит, роговая обманка и пироксен — присутствуют совместно. Микропертит с вростками олигоклаза и самостоятельные зерна олигоклаза-андезина несколько преобладают над микропертитом.

Если монцониты представляют собой горные породы, промежуточные между габбро и сиенитами, и при этом обнаруживают некоторые черты щелочных пород и по составу и по своим генетическим связям, то другие горные породы, связанные с сиенитами, являются породами промежуточными, как показывает само название, между сиенитами и диоритами и связывают первые с типичными известково-щелочными горными породами. Сиенито-диориты содержат плагиоклаз от среднего до кислого состава и ортоклаз или микроклин в подчиненном количестве. Преобладающий плагиоклаз, подобно тому как в диоритах, часто с зональным строением. Цветной минерал: зеленая или буро-зеленая

роговая обманка, остальные составные части те же, что у диоритов и сиенитов.

Переходы известково-щелочных сиенитов в сиенито-диориты очень распространены, и их можно найти почти в каждом массиве нормальных сиенитов. Они, например, хорошо известны в уральских сиенитовых массивах. В районе Дзирульского массива на Кавказе (Заридзе, 1938) в довольно крупных интрузиях сиенитов обнаруживаются изменения в составе от сиенито-диорита в южной части, на две трети состоящего из плагиоклаза и 20% цветных минералов, до нормальных сиенитов с преобладающим калинатровым полевым шпатом и около 15 и даже 5% цветного минерала. Далее они переходят в совсем лейкократовые сиенит-порфиры.

На Волыни (Безбородько, 1935) габбро-сиениты и пироксеновые сиениты входят в так называемую группу габбро-сиенитовых горных пород. В пироксеновых сиенитах моноклинный пироксен иногда срастается с гиперстеном и сопровождается роговой обманкой. Обычна примесь биотита. Калиевый полевой шпат — ортоклаз и микропертит; из акцессорных минералов, кроме апатита и магнетита, распространен сфен.

Сиениты гор Высокой и Благодати на Урале (Е. А. Кузнецов, 1939) получили широкую известность благодаря знаменитым рудным месторождениям, с ними связанным.

Здесь развиты разнообразные сиенитовые породы, еще недостаточно изученные. Характерный тип — довольно крупнозернистые породы, почти без плагиоклаза, с микропертитом как главной составной частью и с зеленой роговой обманкой и биотитом. Краевые части и апофизы массива переходят в порфировые разновидности.

На Благодати глубокие буровые скважины обнаружили переходы от лейкократовых пертитовых разновидностей сиенитов в щелочные, нефелинсодержащие сиениты (Вакар и Сумин, 1946). С другой стороны, по направлению к габбровым массивам, например в Лайском районе (Е. А. Кузнецов, 1939), встречаются пироксеновые сиениты, монцониты или габбро-сиениты с довольно основным пироксеном.

Как уже было сказано, к сиенитам надо относить зернистые глубинные породы, состоящие главным образом из альбита с небольшим количеством цветного минерала. Они отвечают определению сиенита, как лейкократовые горные породы с существенно щелочным полевым шпатом, в данном случае натровым — альбитом. Но некоторые авторы называют их альбитовыми диоритами, иногда альбититами. Надо иметь в виду, что если в таких породах цветной минерал хлоритизирован и эпидотизирован, то можно думать в этих случаях, что и альбит является минералом вторичным и заместил другой полевой шпат. Такая горная порода может быть настоящим диоритом, относительно лейкократовым и альбитизированным при метаморфических процессах.

Химический состав сиенитов

О химическом составе сиенитов дают представление средние составы типичных пород этой группы (по Дэли, 1933), приведенные в табл. 26, и выведенные из них числовые характеристики.

Как можно видеть, в группе сиенита различие между известково-щелочными породами и щелочными более резкое, чем в группе гранита, но в общем характер изменения параметров для той и другой группы таков же, как и в гранитах.

Сравнивая сиениты с гранитами, мы видим прежде всего значительно более низкое s в сиенитах, что происходит за счет возрастания остальных

Таблица 26

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
SiO_2 . . .	60,79	59,25	51,59	58,65	64,36	61,58	61,96	60,01	62,00	57,45	56,12
TiO_2 . . .	0,80	0,79	0,61	0,86	0,45	0,33	0,99	0,64	0,57	—	1,10
Al_2O_3 . . .	16,10	15,28	18,77	16,38	16,81	18,37	17,07	16,65	17,44	21,11	16,96
Fe_2O_3 . . .	3,21	2,59	6,11	3,65	1,08	2,28	2,35	2,41	2,06	2,89	2,93
FeO . . .	2,92	3,47	3,26	3,09	2,71	1,71	3,37	3,85	2,68	2,39	4,01
MnO . . .	0,11	—	0,24	0,15	0,15	0,11	0,09	0,18	0,12	—	0,16
MgO . . .	2,20	5,07	4,11	3,06	0,72	0,69	1,38	0,97	0,91	1,06	3,27
CaO . . .	3,87	3,68	7,35	4,45	1,55	1,77	3,41	2,62	2,26	4,10	6,50
Na_2O . . .	3,37	3,10	4,35	3,48	5,76	6,45	4,65	6,53	5,86	5,89	3,67
K_2O . . .	5,43	4,41	2,99	4,79	5,62	5,70	3,80	5,47	5,17	3,87	3,76
H_2O . . .	0,90	2,06	0,26	1,13	0,70	0,80	0,93	0,50	0,76	0,70	1,05
P_2O_5 . . .	0,30	0,30	0,36	0,31	0,09	0,21	—	0,17	0,17	0,54	0,47

I — роговообманковый сиенит известково-щелочной
II — слюдяной сиенит известково-щелочной
III — авгитовый сиенит известково-щелочной
IV — сиенит известково-щелочной (вообще)
V — нордмаркит
VI — пуласкит
VII — акерит
VIII — умптекит
IX — щелочной сиенит (вообще)
X — ларвикит
XI — монцонит

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*Q*	*a* : *c*
I —	15,4	3,2	10,9	70,5	50,9	34,6	14,5	48,2	+7,0	4,8
II —	13,3	3,6	15,0	68,1	36,4	57,7	5,9	51,5	+6,7	3,6
III —	14,3	5,7	19,3	60,7	45,0	37,3	17,7	69,4	—12,9	2,5
IV —	14,8	3,7	13,3	68,2	47,1	39,4	13,5	52,3	+3,1	4,0
V —	20,6	0,8	5,9	72,7	61,4	20,4	18,2	60,8	+3,4	25,8
VI —	22,6	1,0	5,9	70,5	61,6	19,8	18,6	63,0	—5,2	22,6
VII —	16,0	3,6	8,2	72,2	63,9	29,4	6,7	65,2	+8,8	4,5
VIII —	21,9	0,1	10,3	67,7	55,2	15,6	29,2	64,4	—8,5	219,0
IX —	20,4	1,4	7,3	70,9	60,7	21,5	17,8	63,3	—0,4	14,7
X —	19,5	5,0	7,0	68,5	71,1	26,8	2,1	70,1	—7,0	3,9
XI —	13,8	4,7	15,6	65,9	42,0	36,6	21,4	59,6	—1,5	3,0

параметров характеристики *a*, *c* и в особенности *b*. Существенным для известково-щелочного типа является отсутствие пересыщения глиноземом, что часто наблюдается в гранитах.

Внутри известково-щелочной подгруппы мы имеем непрерывный ряд между роговообманковыми слюдяными и авгитовыми сиенитами, в котором колебания, особенно *b* и *s*, достигают значительных размеров. В этот ряд, примыкая к авгитовым сиенитам, укладывается и монцонит. С химической стороны монцонит почти не отличается от сиенитов (типа Грёба) и представляет, таким образом, одну из разновидностей сиенитов, связанную своеобразными геологическими комплексами.

Среди щелочных сиенитов Розенбуш различал два химических типа. Одни сиениты примыкают к нефелиновым сиенитам и щелочным гранитам, а другие — к монцонитам.

К числу первых относятся нордмаркит, пуласкит, умптекит, эгириновый сиенит; к числу вторых — ларвикит и акерит.

Различие между этими двумя типами заключается главным образом, как видно из числовых характеристик, в различии параметра *a* и особенно *c*. От известково-щелочных сиенитов второй тип отличается бóльшим *a* и меньшими *c* и *b*, т. е. несколько лейкократовым характером.

Сопоставляя между собой все приведенные числовые характеристики, мы можем сделать такие выводы о химизме сиенитов.

От гранитов они, как сказано, резко отличаются низкой величиной *s*. Вообще в сиенитах *s* колеблется около 70, вместо 80 в гранитах, падая лишь в авгитовых сиенитах и монцонитах почти до 60.

Величина *a*, начиная от такой же, как у гранитов, поднимается до 23, причем величины от 20 до 23 относятся к щелочным сиенитам первой группы Розенбуша; для второй группы *a* колеблется от 5 до 20, а для известково-щелочных сиенитов — от 13 до 16, т. е. почти до таких же пределов, как это имеет место в гранитах.

Величина *c* является наименьшей для щелочных сиенитов первой группы Розенбуша, где она меняется от 0 до 1,5. За ними следуют известково-щелочные, роговообманковые и слюдяные сиениты (3—3,5), а затем сиениты, примыкающие к монциниту, как в известково-щелочной, так и в щелочной группе (3,5—5,5). Все эти значения *c* выше, чем для гранитов, где максимальное значение *c* доходит до 2,6 и вообще несколько ниже, чем в гранодиоритах (4—4,7), достигая такой величины в группе сиенита, примыкающей к монциниту. Таким образом:

a = 13—16 у известково-щелочных сиенитов, 15—20 у авгитовых сиенитов и монцонитов и 20 у щелочных сиенитов.

c = 3—3,5 у известково-щелочных сиенитов, 3,5—5,5 у авгитовых сиенитов и монцонитов и 2,0 у щелочных сиенитов.

b = 10—15 у известково-щелочных сиенитов, 15—20 у монцонитоподобных сиенитов, 5—10 у щелочных сиенитов.

s = около 70 у известково-щелочных сиенитов, около 60 у монцонитоподобных сиенитов и около 70 у щелочных сиенитов.

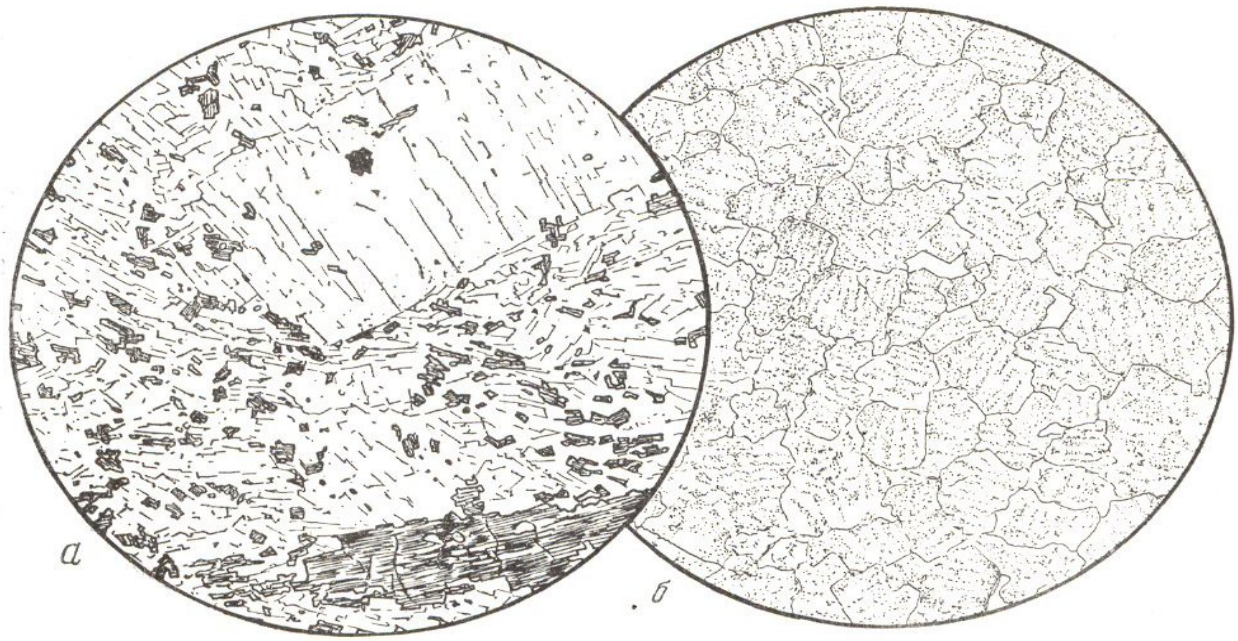
Величина *b* определенно выше, чем в гранитах. В щелочных сиенитах первой группы Розенбуша она равна 5—10, во второй группе тоже 7,5—8,5, в известково-щелочных сиенитах 10—15 и в монцонитах почти 20.

Таким образом, в общем параметр *b* в сиенитах даже выше, чем в гранодиоритах (6,5—10), приближаясь к ним и к сравнительно богатым цветными минералами гранитам лишь в наиболее лейкократовых сиенитах щелочной группы.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ СИЕНИТОВОЙ ГРУППЫ

К асхистовым жильным породам сиенитовой группы относятся сиенитовые порфиры, отличающиеся от гранитовых порфиров прежде всего отсутствием кварца. В основной массе кварц может присутствовать только в очень незначительном количестве, иногда встречаясь в виде микропегматита. Сиенитовые порфиры можно различать, исходя из тех же оснований, как и соответствующие сиениты, и прежде всего среди них можно выделить типы известково-щелочной и щелочной.

У известково-щелочных сиенитовых порфиров (фиг. 148*а*, 149) иногда встречается микрогранитовая основная масса,

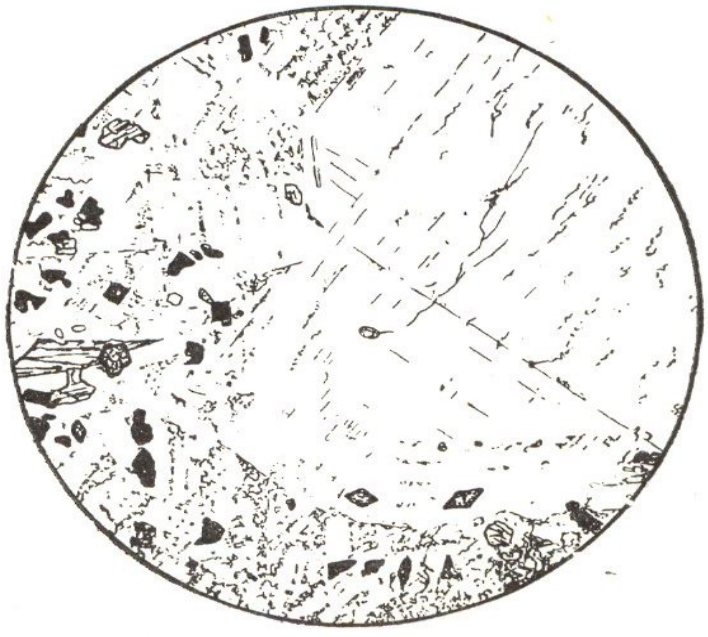


Фиг. 148. *а*. Сиенит-порфир. Бердяуш, Урал.

Фенокристаллы — калиевый полевой шпат (вверху) и гастингсит (внизу). Трахитоидная основная масса из микролитов щелочного полевого шпата и гастингсита. Кое-где немного нефелина; $d = 3{,}4$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1937.

б. Сиенит-аплит. Бердяуш, Урал.

Почти мономинеральная порода, состоящая из калиевого полевого шпата с микропертитовыми вростками альбита. Единичные зерна кварца (несколько правее центра). Аллотриоморфнозернистая структура; $d = 4{,}7$ мм.



Фиг. 149. Сиенит-порфир («ромбен-порфир»). Район Осло, Норвегия.

Крупные выделения анортоклаза с ромбовидными очертаниями в мелкозернистой массе из калиевого полевого шпата, авгита и акцессорных магнетита и сфена: $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

довольно близкая по составу к основной массе гранитовых порфиров, отличающаяся несколько бо́льшим содержанием плагиоклаза в коротких идиоморфных призмочках и цветных минералов, а также заметно меньшим количеством кварца. Другие типы микроструктуры, содержащей кварц в основной массе, свойственные гранитовым порфирам, в сиенитовых порфирах почти не встречаются. Обыкновенно у сиенитовых порфиров, как известково-щелочных, так в особенности щелочных, основная масса, как правило, не содержит кварца и обладает структурой или ортофировой или трахитовой, иногда бостонитовой; последняя, как мы знаем, отличается от трахитовой тем, что удлиненные микролиты щелочного полевого шпата не обладают хорошими гранями. Изредка, когда в щелочных сиенитовых порфирах основная масса содержит кварц, она обладает структурой, похожей на микрогранитовую. Цветные минералы в основной массе щелочных сиенитовых порфиров находятся большей частью в виде мелких и немногих кристалликов. Иногда присутствуют в небольшом количестве нефелин или содалит.

Жильными аналогами щелочных сиенитов являются порфировидные и микрозернистые с е л ь в с б е р г и т ы (фиг. 150), состоящие из щелочного полевого шпата — альбита и микроклина — и эгирина (иногда щелочной роговой обманки и слюды). Структура порфировидная, иногда микрогранитовая, иногда трахитоидная. Эти породы переходят, с одной стороны, в грорудиты — с кварцем, а с другой, в тингуаиты — с нефелином, и вместе с ними они образуют непрерывный ряд, именно грорудит-сельвсбергит-тингуаитовую серию Брёггера (1894_2).

Асхистовые жильные мелкозернистые сиениты, микросиениты и сиенитовые порфиры нередко встречаются в непосредственной связи с интрузивными, более значительными массами сиенитов. Таковы, например, жилы сиенитовых порфиров в Бердяушском массиве (А. Н. Заварицкий, 1937) или на горе Благодати на Урале. Однако сиенитовые порфиры образуют жилы в невидимой связи с массивами сиенитов; например, можно указать на жилы сиенитового порфира («палеотрахита») в Донбассе (Лучицкий и Лебедев, 1934) и др.

В числе диасхистовых жильных пород мы также имеем типы, которые являются аналогами сиенитов. Это, во-первых, лейкократовые существенно бескварцевые жильные породы, состоящие из щелочного полевого шпата. Одни из них, подобно аплитам, представляют собой мелкозернистые горные породы светлого цвета, иногда порфировидные. Другие являются пегматитовыми грубозернистыми агрегатами главным образом полевого шпата, образующими жилы. Во-вторых, качественным минеральным составом, отвечающим составу сиенитов, обладают некоторые меланократовые породы, как слюдяные, так и роговообманковые, в которых салическим минералом является ортоклаз или калинатровый полевой шпат. По количественному минеральному составу и по химическому составу такие лампрофиры уже выходят за пределы горных пород сиенитового типа, будучи гораздо более меланократовыми, и приближаются к шонкинитам, эссекситам и другим щелочным меланократовым породам. Поэтому они рассматриваются нами в группе сиенитовых пород условно.

К числу сиенитовых аплитов можно отнести, кроме собственно сиенитовых аплитов, бостониты, гаутеиты, аплитовые альбититы. Некоторые сельвсбергиты тоже правильнее рассматривать как диасхистовые продукты дифференциации магмы.

Собственно с и е н и т о в ы м и а п л и т а м и (фиг. 148б) называют аплиты, бедные кварцем или лишенные его, со структурой, подобной структуре гранитовых аплитов.



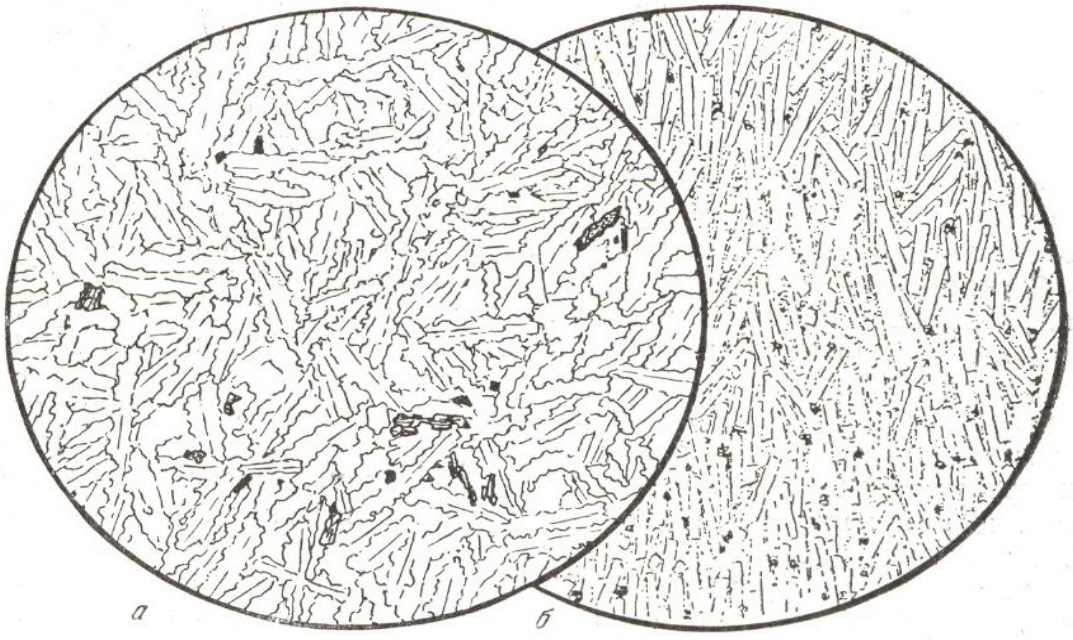
Фиг. 150.

а. Сельвсбергит. Сельвсберг, район Осло, Норвегия.

Калиевый полевой шпат и арфведсонит. Трахитоидная текстура; $d = 1{,}3$ мм. По Джохенсену, 1937

б. Сельвсбергит. Берикуль, Кузнецкий Алатау.

Калиевый полевой шпат и довольно большое количество рибекита. Трахитоидная текстура d=3,2 мм. По В. А. Заварицкому, 1945.



Фиг. 151.

а. Бостонит. Серра-де-Мончики, Португалия.

Типичная так называемая «бостонитовая структура», характеризующаяся извилистыми очертаниями табличек калиевого полевого шпата. Единичные зерна щелочного амфибола, магнетита и сфена (справа вверху); $d = 2{,}0$ мм. По Половинкиной и др. 1948.

б. Бостонит. Мэрблхед-Ней, Массачузетс, США.

Мономинеральная порода, состоящая из субпараллельно расположенных табличек калинатрового полевого шпата. Немного продуктов разложения. Трахитовая структура; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

Бостониты (фиг. 151) представляют собой белые, желтоватые или сероватые, тонкозернистые или плотные, изредка порфировидные породы, существенно состоящие из калинатрового полевого шпата: микроклин-микропертита или анортоклаза, образующего тонкие таблитчатые зерна с трахитоидным расположением. Вместе с таким полевым шпатом иногда в небольшом количестве присутствуют то кварц, то очень редко содалит или нефелин, иногда также биотит, роговая обманка, а в некоторых случаях в виде немногих выделений появляется известковистый плагиоклаз (лабрадор или андезин) обыкновенно с тонкой каемкой ортоклаза. Такие плагиоклазовые бостониты получили особое название гаутеитов (Гибш, 1897) и менаитов (Брёггер, 1894_2). Жилы бостонитов обыкновенно встречаются в связи с щелочными породами — щелочными сиенитами, нефелиновыми сиенитами, эссекситами и т. д., но наблюдаются также и в других условиях.

Лествариты — аплитовидные породы из одного только щелочного полевого шпата, иногда с небольшой примесью кварца и почти бесцветных минералов. Они рассматривались как жильные горные породы и были отнесены Розенбушем (1897) к сиенитовым аплитам. Однако позднейшие исследования показали, что описанная под этим названием порода — контактовое образование, представляющее собой продукт изменения кварцитовых прослоек среди гнейсов (ср. историю беербахита).

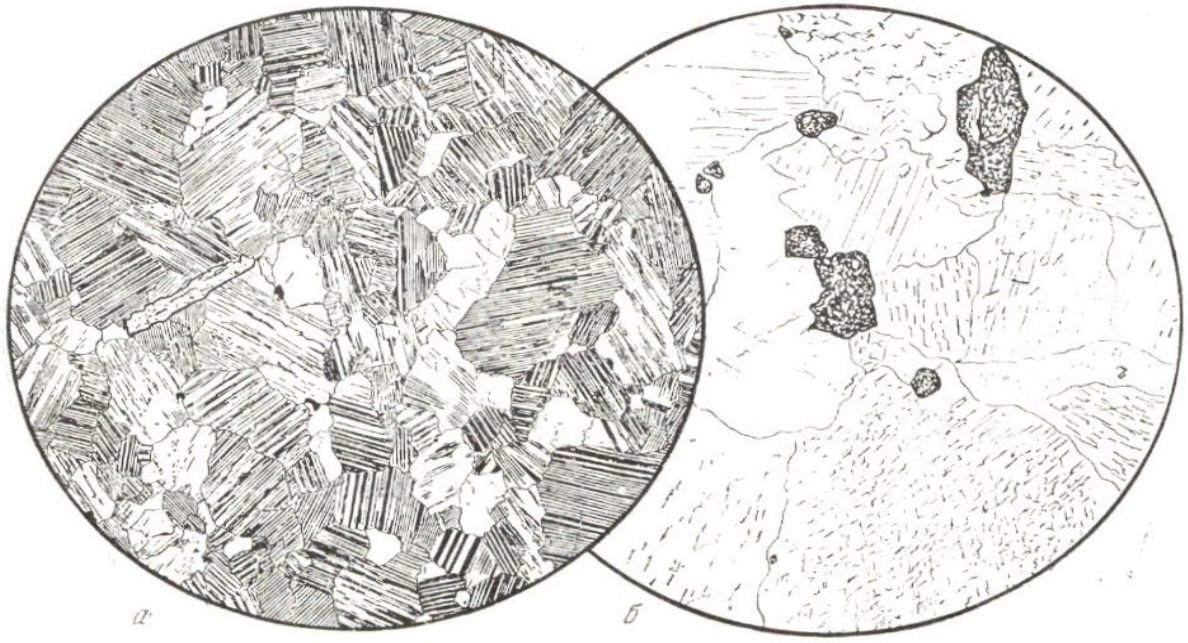
Аплитовые альбититы (фиг. 152*а*) состоят, как показывает их название, из альбита, к которому иногда присоединяются немного кварца, мусковит и другие минералы. Такие альбититы встречены в связи с диоритами (в Северной Америке) и с габбро-перидотитовыми породами (Северный Урал) (А. Н. Заварицкий, 1932). Оригинальную разновидность альбититов представляет крагероит (фиг. 152б), содержащий, кроме альбита, рутил как существенный минерал (Брёггер, 1904). Существуют также альбититы, залегающие в виде жил аплитового облика в нефелиновых сиенитах и окружающих их породах (Ильменские горы) (А. Н. Заварицкий, 1939_1). В них, кроме альбита, в качестве второстепенной составной части встречается нефелин, иногда в порфировидных вкрапленниках — ортоклаз, попадаются также мусковит и меланит.

Другого рода альбититы встречаются в виде тонких жил в ультраосновных изверженных горных породах. Они состоят из альбита с незначительной примесью обыкновенной зеленой роговой обманки. Наконец, некоторые жилы «сахаровидных» альбититов могут быть продуктом далеко зашедшей альбитизации пегматитов гранитового и сиенитового состава.

Пегматиты сиенитового состава — сиенит-пегматиты представляют собой грубозернистые жильные породы, почти исключительно состоящие из щелочного полевого шпата, чаще всего пертита и микропертита. В небольшом количестве иногда присутствуют кислый плагиоклаз и цветные минералы. Сиенит-пегматиты связаны чаще всего с щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами и представляют особый интерес благодаря нахождению в них редкоземельных и других редких минералов, по присутствию которых обыкновенно и различают разновидности этих пород. Цветными минералами являются биотит, эгирин-авгит, иногда щелочная роговая обманка.

Из числа сиенит-пегматитов мы отметим корундовые пегматиты, известные в областях развития нефелиновых сиенитов в районе Онтарио в Канаде (Адамс и Барлоу, 1910) и в Ильменских горах на Урале (А. Н. Заварицкий, 1939_1).

В Ильменских горах в некоторых сиенит-пегматитовых жилах в их центральной части сиенит-пегматит местами переходит в нефелин-сиенитовый



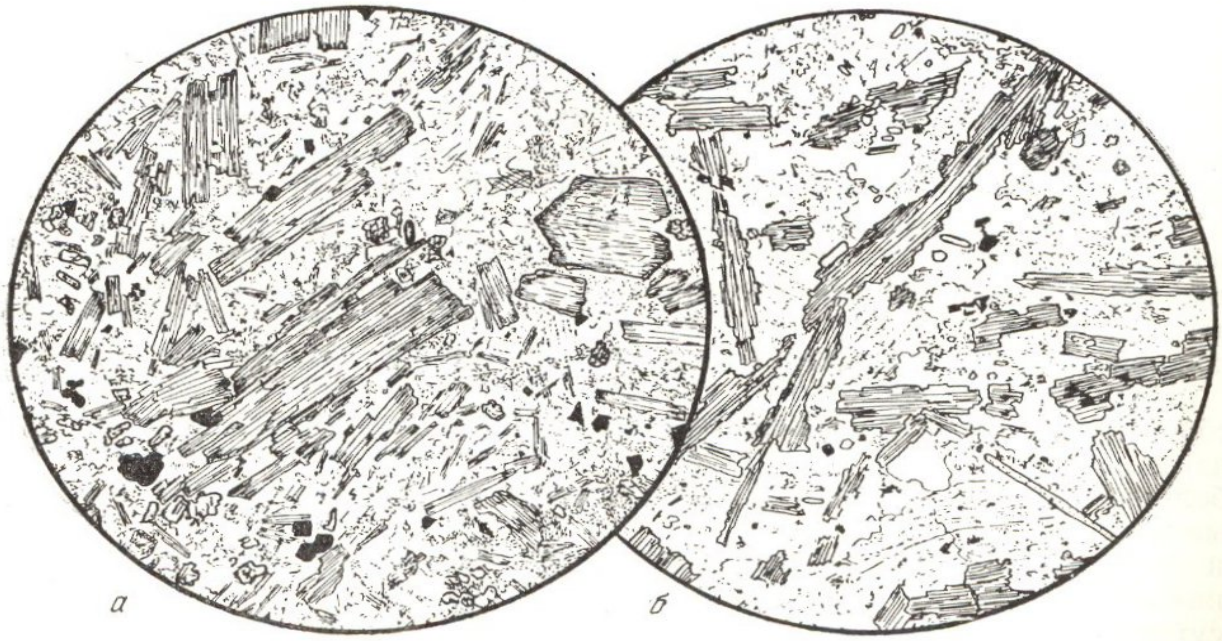
Фиг. 152.

а. Альбитит. Рай-Из, Урал.

Мономинеральная порода из альбита. Единичная призмочка бледно окрашенной роговой обманки (несколько левее центра). В скрещенных николях; $d = 4{,}7$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1932.

б. Крагероит. Крагеро, Южная Норвегия.

Альбит с характерными включениями ильменита и рельефно выделяющийся темнокоричневый рутил; $d = 4{,}7$ мм.



Фиг. 153.

а. Минетта. Штрейге, Вогезы, Франция.

Многочисленные таблички зонального, красновато-коричневого биотита находятся в массе из разложенного калиевого полевого шпата и небольшого количества также разложенного плагиоклаза. Акцессорные — магнетит и апатит. Хлорит, кальцит и неразличимые продукты разложения; $d = 3{,}3$ мм.

б. Минетта. Миасс, Урал.

Биотит, разложенный калиевый полевой шпат, альбит, немного кварца и акцессорный апатит; $d = 4{,}3$ мм.

пегматит. Окружающими породами являются здесь гранитовые гнейсы, и можно предполагать, что сиенит-пегматит является продуктом взаимодействия между нефелин-сиенитовым пегматитом и этими гнейсами, подобно тому как щелочные сиениты появляются в контакте миаскитов с гнейсами в результате реакции нефелин-сиенитовой магмы с этими породами. Другие сиенитовые пегматиты Ильменских гор (обычно с эгирином) не обнаруживают такой связи и, вероятно, представляют собой такие же образования по отношению к сиенитам, как гранитные пегматиты к гранитам.

Лампрофировые породы, которые по качественному минеральному составу относят к группе сиенитов,— минетты и вогезиты. В тех и других преобладающим полевым шпатом является ортоклаз. Легко разрушаясь, он становится мутным и неопределимым, и тогда эти лампрофиры трудно отличить от соответствующих пород диоритовой группы — керсантитов и спессартитов или одинитов.

В минеттах (фиг. 153) цветной минерал — бурый, обыкновенно с красноватым оттенком биотит; часто зональный с более светлым ядром, обильный как в основной массе, так и выделяющийся в виде фенокристаллов. Редко в виде выделений встречаются роговая обманка и полевой шпат, причем они иногда имеют характер посторонних включений; последнее в особенности относится к кварцу, зерна которого обычно корродированы и имеют оторочки из амфибола. Встречаются в минеттах и фенокристаллы оливина, обычно замещенного вторичными продуктами (серпентин, актинолит, тальк, карбонаты). Изредка в основной массе присутствует небольшая примесь кварца.

Натровыми минеттами названы (Норвегия, Брёггер, 1898) меланократовые жильные породы из щелочного полевого шпата и биотита, содержащие примесь эгирина или эгирин-авгита; обильны акцессорные минералы — сфен и апатит. К числу натровых минетт относится каскацит из гор Хайвуд в Монтане (Пирсон, 1905), отличающийся обилием фенокристаллов биотита в афанитовой основной массе; порода сильно разложена; она пересекает базальты в виде жил.

Наоборот, есть разновидность минетт почти без содержания натра — ей дано название проверсит; в ее составе встречается разложенный оливин; эта горная порода залегает в виде небольших лакколитов и жил.

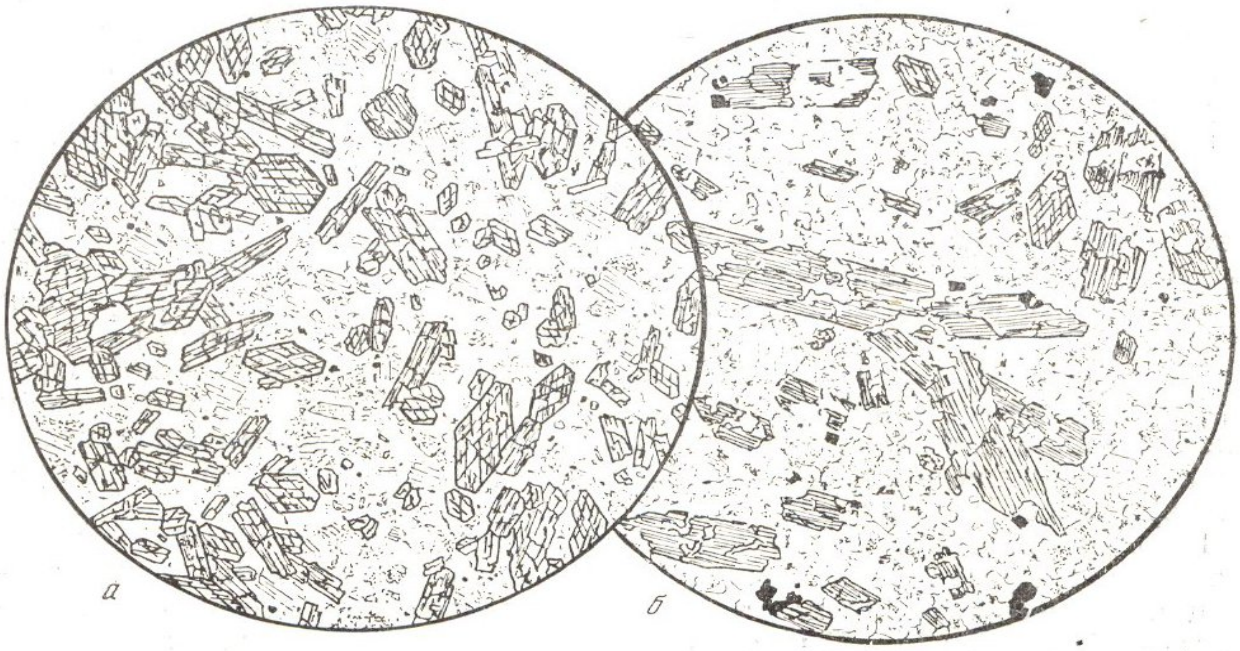
Макроскопически минетты обыкновенно представляют собой тонкозернистые, почти плотные, реже мелкозернистые породы, иногда без порфировых выделений, а иногда с фенокристаллами биотита или даже нескольких цветных минералов. Общая окраска этих пород в свежем состоянии — серая и черноватая, а в выветрелом — красновато-бурая или желтовато-бурая.

Вогезиты (фиг. 154) в качестве цветного минерала содержат обыкновенную роговую обманку, буроватую или зеленую, а иногда и авгит, и отличаются полным или почти полным отсутствием биотита, который так характерен для минетт. Преобладающий полевой шпат — ортоклаз. Вогезиты представляют собой тоже тонкозернистые или плотные горные породы, в свежем состоянии — зеленовато-серые, темносерые или черные, а в выветрелом — красновато-бурые и желтовато-серые, иногда без порфировых выделений или с выделениями одних только цветных минералов, главным образом роговой обманки, иногда авгита.

Минетты и вогезиты геологически связаны с известково-щелочными интрузивными породами. Это типичные лампрофиры, образующие жилы. Как указывалось в своем месте, лампрофиры вообще сравнительно легко разлагаются и не дают хороших обнажений. Поэтому при недостаточно

детальной геологической съемке их легко пропустить, и действительно, мы находим описание жил минетт и вогезитов, как и других лампрофиров, только в более детальных петрографических работах. Иногда лампрофировые жилы обнаруживаются только горными выработками. Такой пример представляют жилы минетт и керсантитов, встреченные горными выработками в золотоносных районах Урала. Породы эти иногда сильно разложены и изменены.

Горные породы лампрофирового состава встречаются иногда не только в виде жил, но как фации (шлиры, иногда краевые зоны) зернистых



Фиг. 154.

а. Вогезит. Рудные горы.

Многочисленные идиоморфные кристаллы зеленой роговой обманки, разложенный калиевый полевой шпат, немного плагиоклаза, кварца, акцессорного апатита; $d = 3{,}0$ мм. По Рейнишу, 1920.

б. Вогезит. Ишим, Казахстан.

Зеленая роговая обманка, частичнозамещенная актинолитом, разложенный калиевый полевой шпат, немного плагиоклаза и акцессорный магнетит. Роговой обманки в поле зрения несколько меньше среднего содержания ее в породе; $d = 4{,}7$ мм

пород. Из наиболее известных примеров можно указать дурбахит, имеющий состав, близкий к минеттам, и представляющий как бы меланократовую и бедную кварцем фацию слюдяных гранитов.

Химический состав жильных пород сиенитовой группы

Химический состав аскистовых сиенитовых пород, естественно, близок к составу соответствующих глубинных пород, сиенитовые аплиты имеют химический характер щелочных сиенитов. Гаутеит приближается к ларвикитам и даже монцонитам.

О химическом составе всех лампрофиров будет сказано дальше в общем обзоре лампрофировых пород.

Мы приведем лишь несколько примеров химических составов жильных пород сиенитовой группы (табл. 27).

Рассматривая эти анализы и числовые характеристики, мы отметим лишь следующее.

Таблица 27

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	51,32	62,16	54,15	49,45	51,95	50,41	52,62	51,05
TiO_2	0,89	0,31	Следы	1,23	1,95	1,47	0,54	1,76
Al_2O_3	18,43	17,58	18,25	14,41	14,95	12,30	14,86	14,49
Fe_2O_3	3,84	3,05	3,62	3,39	4,09	5,71	3,60	4,16
FeO	1,60	1,80	2,09	5,01	5,70	3,06	4,18	4,37
MnO	0,01	0,18	—	0,13	0,30	0,15	0,84	—
MgO	0,46	0,48	2,56	8,26	3,54	8,69	8,55	8,16
CaO	1,45	1,11	4,89	6,73	6,10	7,08	5,86	5,11
Na_2O	5,75	7,30	4,43	2,54	5,43	0,97	3,21	1,85
K_2O	4,94	4,95	6,56	4,69	4,45	7,53	2,83	7,24
H_2O	1,31	1,04	3,69	3,04	1,10	2,26	2,70	1,05
P_2O_5	—	0,04	0,41	1,12	1,15	0,46	0,21	0,70

I — бостонит (среднее) (Дэли, 1933)
II — сельвсбергит (среднее) (Дэли, 1933)
III — гаутеит (Гибш, 1897)
IV — минетта (среднее) (Дэли, 1933)
V — натровая минетта (Брёггер, 1898)
VI — проверсит (Трёгер, 1935)
VII — вогезит (среднее) (Дэли, 1933)
VIII — дурбахит (Зауер, 1893)

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	20,0	1,8	6,9	71,3	70,0	12,0	18,0	61,6
II —	23,0	0,2	6,4	70,4	69,5	12,6	17,9	69,4
III —	20,1	2,5	13,5	63,9	39,3	33,5	27,2	50,7
IV —	12,5	3,4	26,6	57,5	29,0	53,0	18,0	45,1
V —	18,1	0,7	21,5	59,7	42,1	27,4	30,5	65,2
VI —	12,7	1,7	28,8	56,8	26,8	49,8	23,4	16,7
VII —	11,1	4,3	25,1	59,5	31,1	57,9	11,0	63,4
VIII —	14,3	2,3	25,0	59,4	30,3	54,7	15,0	28,0

Первые два анализа обнаруживают все те особенности, которые мы видели в составах щелочных сиенитов. Состав гаутеита несколько своеобразен. В общем он тоже не выходит из рамок состава щелочных сиенитов, но несколько более высокая величина *c* указывает на уклонение его в сторону состава ларвикитов. Однако величина *b* повышается сильнее, что придает сходство с составом монцонитовых пород.

Остальные анализы относятся к лампрофировым породам. Их характерные особенности будут рассмотрены позднее особо. Сейчас отметим только, что для этих пород величины *a* и *c* примерно такие же, как у гранитов, а величина *b* примерно равна той, что у габбро и базальтов. Это породы одновременно и богатые щелочами и, вместе с тем, меланократовые.

Дурбахит обнаруживает явное сходство с минеттами.

ТРАХИТЫ И ТРАХИТОВЫЕ ПОРФИРЫ. ОРТОФИРЫ И КЕРАТОФИРЫ

Трахиты — кайнотипные, трахитовые порфиры — палеотипные эффузивные горные породы, отвечающие по составу сиенитам. В общем они характеризуются макроскопически афанитовой массой, существенно

состоящей из щелочного полевого шпата или изредка из имеющего такой же состав стекла. К щелочному полевому шпату примешивается в общем в небольшом количестве плагиоклаз, а изредка и немного фельдшпатидов. Первичный кварц совсем или почти совсем отсутствует.

В большинстве случаев в такой массе заключены порфировые выделения щелочного полевого шпата, то одного, то вместе с плагиоклазом, обыкновенно имеющим кислый или средний состав; в небольшом количестве встречаются фенокристаллы тех же минералов, которые находятся в таком виде и в риолитах и в кварцевых порфирах, но опять-таки за исключением кварца.

Таким образом, рассматриваемые породы являются эффузивными представителями горных пород сиенитовой магмы. Первоначально, однако, термин «трахит» был введен Гаюи (1882) в более широком смысле. Под этим названием были объединены все светлые эффузивные, как правило, порфировые породы. Трахиты противопоставлялись как породы кислые основным базальтам.

Впоследствии из группы трахитов были выделены Л. фон Бухом (1836) андезиты и еще позднее риолиты или липариты, которые еще в шестидесятых годах Циркель называл сначала кварцевыми трахитами. Таким образом, постепенно сокращаясь, определился объем понятия трахита, как мы его теперь понимаем. Само это название было дано по характеру основной массы типичных трахитов, шероховатой на ощупь [1].

Номенклатура палеотипных трахитовых порфиров, как и риолитовых (липаритовых) порфиров, часто основывается на характере порфировых выделений. Так, различают: ортофиры — когда в выделениях присутствует ортоклаз, обычно вместе с плагиоклазом; альбитофиры — с выделением только одного альбита; можно выделить также плагиопорфиры с выделениями только одного плагиоклаза. Трахитовые порфиры или ортофиры, содержащие в выделениях как ортоклаз, так и плагиоклаз, называют также бескварцевыми порфирами.

По особенностям минерального состава среди трахитов и трахитовых порфиров обыкновенно различают следующие типы: а) трахиты и бескварцевые порфиры известково-щелочные, б) кератофиры, в) щелочные трахиты и порфиры и г) трахиандезиты.

А. Трахиты в собственном смысле и ортофиры, или бескварцевые порфиры, отвечают известково-щелочным сиенитам. Отличительной особенностью их, сравнительно с другими членами рассматриваемой группы, является, во-первых, отсутствие щелочных цветных минералов (т. е. щелочных пироксенов и амфиболов) и фельдшпатидов, во-вторых — нахождение фенокристаллов щелочного полевого шпата, обычно калиевого и калинатрового, вместе с плагиоклазом. Фенокристаллами цветного минерала являются присутствующие в небольшом количестве, поодиночке или совместно, биотит, бурая или зеленая обыкновенная роговая обманка, диопсид, гиперстен.

Щелочной полевой шпат в трахитах — санидин; в ортофирах или трахитовых порфирах — большей частью ортоклаз, микропертит, микроклин-микропертит; плагиоклаз в трахитах и ортофирах — чаще всего андезин или даже лабрадор, а также и олигоклаз, и очень редко в некоторых пироксеновых разновидностях встречается также битовнит. Присутствие сравнительно основного плагиоклаза иногда указывает на уклонение породы по составу в сторону трахиандезитов. Относительное количество фено-

[1] τραχύς (трахис) — шероховатый.

кристаллов щелочного полевого шпата, с одной стороны, и плагиоклаза — с другой, варьирует в широких пределах. Как мы уже видели, при рассмотрении риолитовых порфиров, в эффузивных породах плагиоклаз, как выделяющийся раньше, преимущественно кристаллизуется в виде кристаллов, а щелочной полевой шпат в значительном количестве входит в состав основной массы. Кроме того, плагиоклаз эффузивных пород имеет несколько более основной состав, чем в соответственных глубинных породах. Между тем фенокристаллы образуют лишь небольшую часть всей массы породы. Поэтому систематика эффузивных пород должна опираться главным образом на основную массу. Это дает основание относить к трахитам или порфирам горные породы, содержащие даже очень небольшое количество порфировых выделений щелочного полевого шпата по сравнению с плагиоклазом, если только щелочной полевой шпат является явно преобладающим в основной массе. В некоторых случаях фенокристаллы санидина и ортоклаз могут совсем отсутствовать, и плагиоклаз может быть сравнительно основным. Такие трахитовые порфиры можно называть плагиотрахитами и плагиопорфирами.

Из цветных минералов чаще всего встречаются биотит и роговая обманка, пироксены попадаются реже, большей частью вместе с биотитом и роговой обманкой. Обычными акцессорными минералами являются апатит, магнетит, случайными, в виде выделений в некоторых очень редких трахитах и ортофирах,— оливин, кордиерит и гранат.

Макроскопически основная масса трахитов — светлосерая, желтоватая и розоватая, большей частью с шероховатым изломом; основная масса порфиров чаще всего красная или бурая с плотным изломом. Микроструктура основной массы, как мы знаем, определяется главным образом формой неделимых щелочного полевого шпата и иногда относительным содержанием стекла, присутствующего обыкновенно лишь в самом ничтожном количестве. При отсутствии или ничтожном содержании стекла микроструктура основной массы называется ортофировой, если щелочной полевой шпат представлен в виде изометрических зернышек и коротко-призматических столбиков и табличек, и трахитовой (фиг. 155), если кристаллики того же минерала имеют вид удлиненных призмочек или лейст. При большом содержании стекла микроструктура основной массы может быть стекловатой, или витрофировой, но в трахитах это исключительная редкость. Такая богатая стеклом основная масса встречается у пород рассматриваемой группы несравненно реже, чем у риолитов и кварцевых порфиров, и почти исключительно в свежих неовулканических разновидностях, а в палеовулканических породах, благодаря раскристаллизации, она переходит в аллотриоморфнозернистый агрегат полевого шпата, нередко с небольшой примесью вторичного кварца. Кроме щелочного полевого шпата, санидина в трахитах и ортоклаза в ортофирах, иногда в составе основной массы присутствуют также кристаллики плагиоклаза, как обычно, более кислого, чем выделения его в той же породе, и в совсем незначительном количестве кристаллики диопсида и магнетита. Микрофельзит в основной массе трахитов и ортофиров не встречается. Породы с микрофельзитовой структурой основной массы приходится по составу относить уже к фельзитовым порфирам, являющимся разновидностью риолитовых (липаритовых) порфиров; флюидальная текстура основной массы, особенно обладающей трахитовой структурой, очень распространена. Иногда встречаются миаролитовые пустоты в основной массе трахитов, в которых находится кварц или тридимит. В уральских трахитовых порфирах (ортофирах) иногда бывает и сферолитовая структура основной массы (фиг. 156).



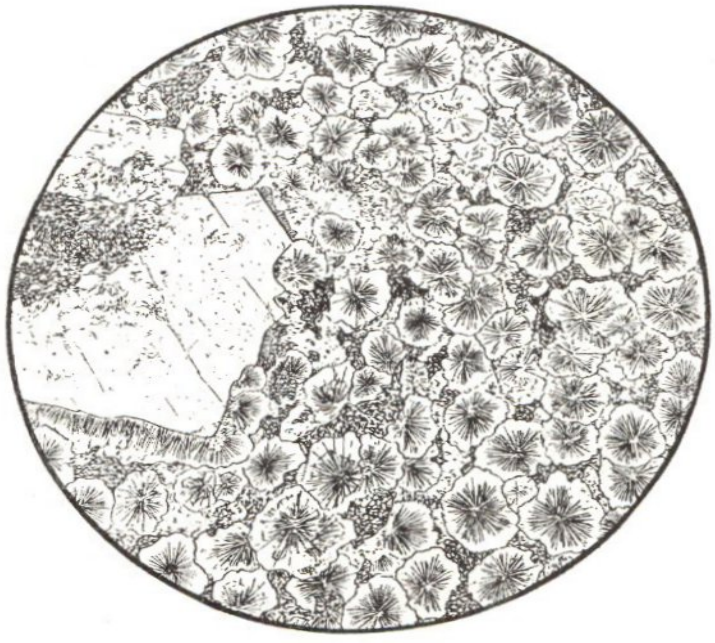
Фиг. 155.

а. Трахит. Кастелло, остров Исхия, Италия.

Порфировый вкрапленник — санидин (внизу). Основная масса из табличек санидина и небольшого количества эгирина. Типичная трахитовая структура; $d = 4$ мм. По Половинкиной и др., 1948.

б. Домит (плагиоклазовый трахит). Пюи-де-Дом, Овернь, Франция.

Во вкрапленниках плагиоклаз (олигоклаз-андезин), авгит и биотит. Основная масса состоит из калиевого полевого шпата и подчиненного плагиоклаза. Трахитовая структура плохо выражена $d = 4{,}7$ мм.



Фиг. 156. Трахитовый порфир (ортофир) со сферолитовой структурой. Гора Лисья, Нижний Тагил, Урал.

Фенокристалл калиевого полевого шпата. Основная масса состоит из хорошо образованных сферолитов калиевого полевого шпата, между которыми виден бледно окрашенный хлорит; $d = 2{,}5$ мм.

В зависимости от характера цветных минералов среди известково-щелочных трахитов и трахитовых порфиров (ортофиров) различают: биотитовые роговообманковые (см. ниже, фиг. 158 *в*), биотитово-пироксеновые, роговообманково-пироксеновые и пироксеновые; из них чаще всего встречаются роговообманковые и биотитовые, реже всего — пироксеновые.

Необходимо иметь в виду, что между щелочными трахитами и известково-щелочными нельзя провести такую определенную границу, как это делается для соответствующих сиенитов. Мы увидим ниже, что существуют трахиты (типа Понца, Драхенфельс и др.), в которых характерными признаками являются, с одной стороны, присутствие плагиоклаза, а с другой — такие признаки щелочных пород, как щелочной характер цветного минерала, присутствие, как акцессорных, щелочных минералов. В таких трахитах мы имеем уклонение в сторону трахиандезитов. Эти горные породы будут рассмотрены несколько дальше. Сейчас мы перейдем к важной группе кератофиров.

Б. Кератофиры (фиг. 157*б*) находятся в таком же отношении к кварцевым кератофирам, как ортофиры к кварцевым порфирам в собственном смысле (риолитовым порфирам), и так же, как ортофиры, являются эффузивными представителями сиенитовых горных пород, но относительно богатых натром. По Розенбушу (1887), они отличаются от ортофиров отсутствием плагиоклаза, а от описываемых ниже щелочных трахитов (щелочных бескварцевых порфиров) — отсутствием щелочных цветных минералов и фельдшпатидов.

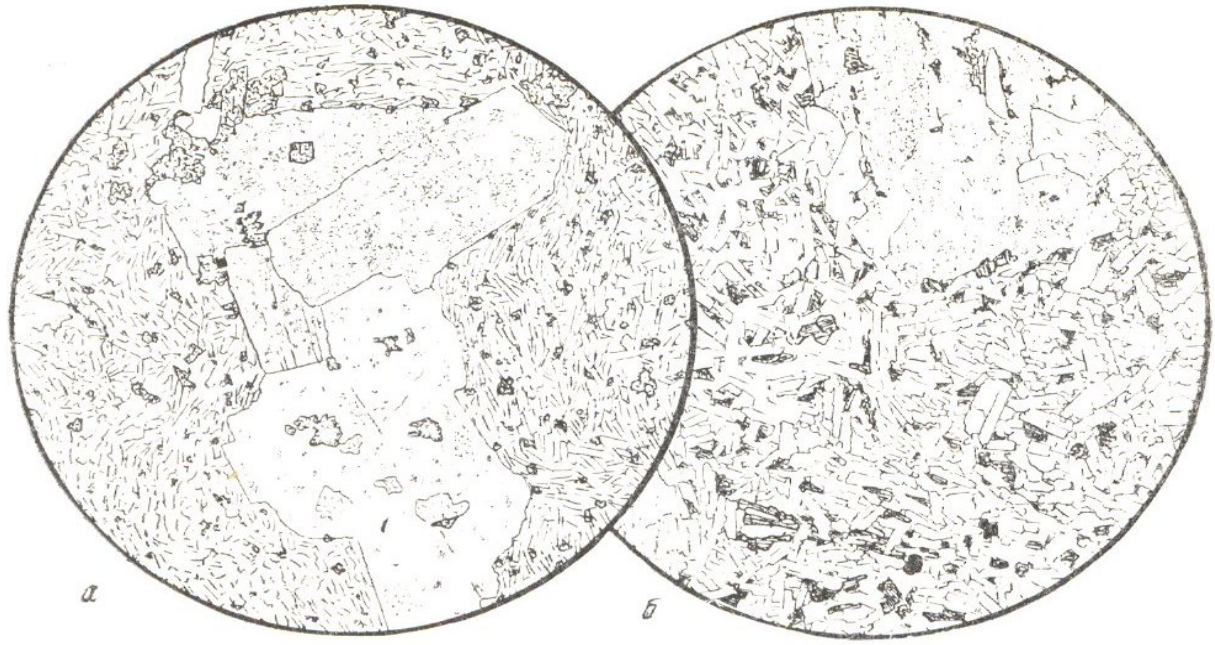
Большей частью кератофиры обладают порфировой структурой, причем в фенокристаллах содержат натровый полевой шпат, т. е. главным образом альбит, реже анортоклаз, а из цветных минералов изредка встречаются диопсид и биотит, но обычно цветные минералы разложены и превращены в хлорит.

Щелочной полевой шпат, как сказано, обыкновенно альбит, но встречаются также микропертит и изредка ортоклаз. Цветной минерал замещен смесью хлорита и кальцита, а иногда лимонитом.

Основная масса макроскопически афанитовая зеленоватая или буроватая с плотным изломом, редко трахитоидная, под микроскопом представляется состоящей из изометричных или удлиненных микролитов щелочного полевого шпата, т. е. обладает почти полнокристаллической ортофировой и трахитовой микроструктурой.

Некоторые авторы относили кератофиры к подгруппе щелочных сиенитовых пород. Так, например, Иддингс (1913) в своем руководстве определяет кератофир как палеотипную богатую натром породу, относящуюся к группе щелочных трахитов. Озанн (посмертное издание курса Розенбуша, 1923) также считал кератофиры щелочными породами и указывал на присутствие среди цветных минералов не только диопсида и биотита, но и арфведсонита, рибекита и эгирина. Джохенсен (1937) также склонен относить кератофир к щелочным породам, рассматривая его как палеотипного представителя щелочных трахитов.

Нередко, вследствие процессов вторичного изменения, трудно установить первичную природу цветных составных частей, и именно поэтому невозможно судить о присутствии или отсутствии щелочных пироксенов или амфиболов в кератофирах. Большинство авторов отличает кератофиры от ортофиров только по преобладанию натра над калием в химическом составе или по решительному преобладанию альбита над ортоклазом среди фенокристаллов. В литературе, особенно русской (Федоров, 1901_2, и др.), а также иногда у французов, почти как синоним



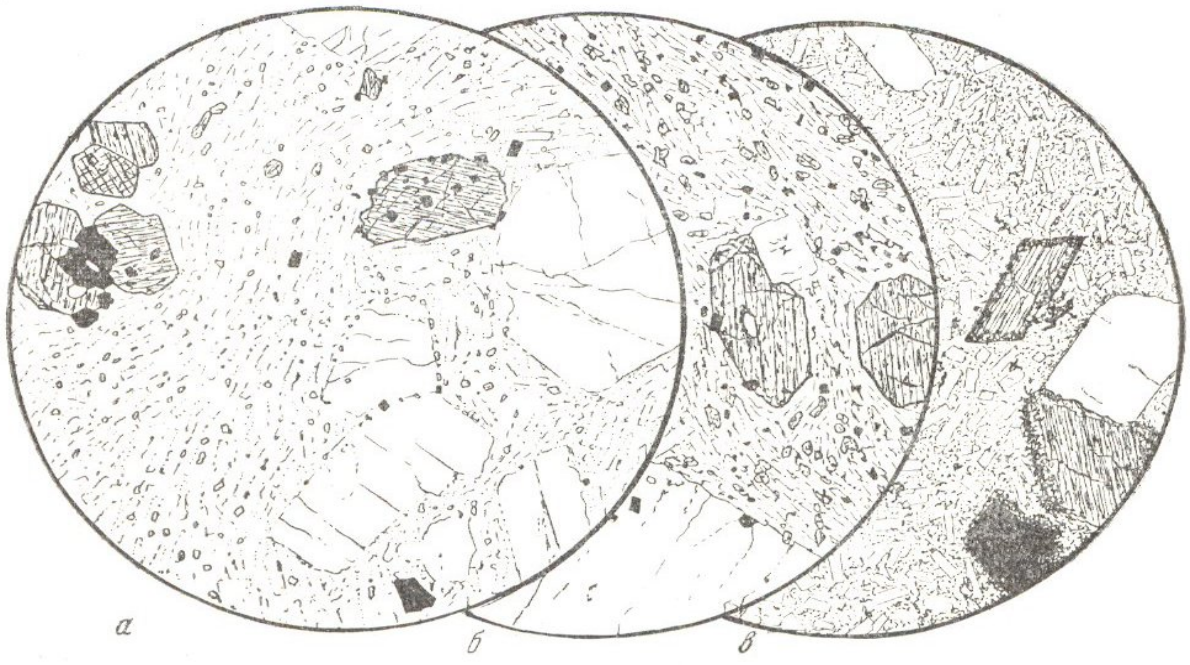
Фиг. 157.

а. Лан-порфир. Вейльбург, Нассау, Германия.

В фенокристаллах сильно альбитизированный калиевый полевой шпат. Трахитовая основная масса состоит из того же альбитизированного полевого шпата и продуктов разложения цветного минерала. В породе много вторичного карбоната; $d = 5{,}0$ мм.

б. Кератофир. Хютенроде, Гарц, Германия.

Фенокристаллы калиевого полевого шпата в массе из того же калиевого полевого шпата и разложенного щелочного амфибола. Трахитовая структура плохо выражена; $d = 4{,}0$ мм.



Фиг. 158.

а. Трахит пироксеновый. Геддингтон, Южная Шотландия.

В фенокристаллах санидин, бледнозеленый щелочной пироксен и магнетит. Основная масса из санидина с небольшим количеством пироксена и магнетита. Типичная трахитовая структура; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

б. Трахит пироксеновый. Сольфатара, Неаполь, Италия.

В фенокристаллах бледнозеленый авгит, санидин и немного олигоклаза. Основная масса имеет трахитовую структуру. Кроме санидина, в ней довольно много зернышек пироксена и магнетита; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

в. Трахит роговообманковый (домит). Большой Саркуи, Овернь, Франция.

В фенокристаллах бурая роговая обманка с опацитовой каемкой, магнетит и олигоклаз. Основная масса состоит из калиевого полевого шпата и олигоклаза; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

кератофиров употребляют название «альбитофиры». Некоторые авторы называют также порфировые породы, богатые натром, натровыми порфирами или натровыми трахитами.

Как было сказано, многие исследователи (Дьюи и Флетт, 1911; Нопф, 1924; Уэлс, 1922, и др.) относят кератофиры и кварцевые кератофиры к породам «спилитовой серии» (см. о спилитах). Кератофирами называют как эффузивные, так и некоторые гипабиссальные порфировые породы, в которых полевой шпат фенокристаллов — альбит. Цветной минерал — хлорит, замещающий не только диопсид, биотит и амфибол, но иногда, может быть, и ромбические пироксены. Как и для кварцевых кератофиров, для кератофиров бескварцевых может быть предложено объяснение возникновения их особенностей путем альбитизации трахитов, которые могли быть первично содержащими также и существенное количество калия и кальция. Ассоциация спилитов и кератофиров, таким образом, отвечает ассоциации базальтов и трахитов, оказавшихся в своеобразных условиях при извержении этих вулканических пород на морском дне.

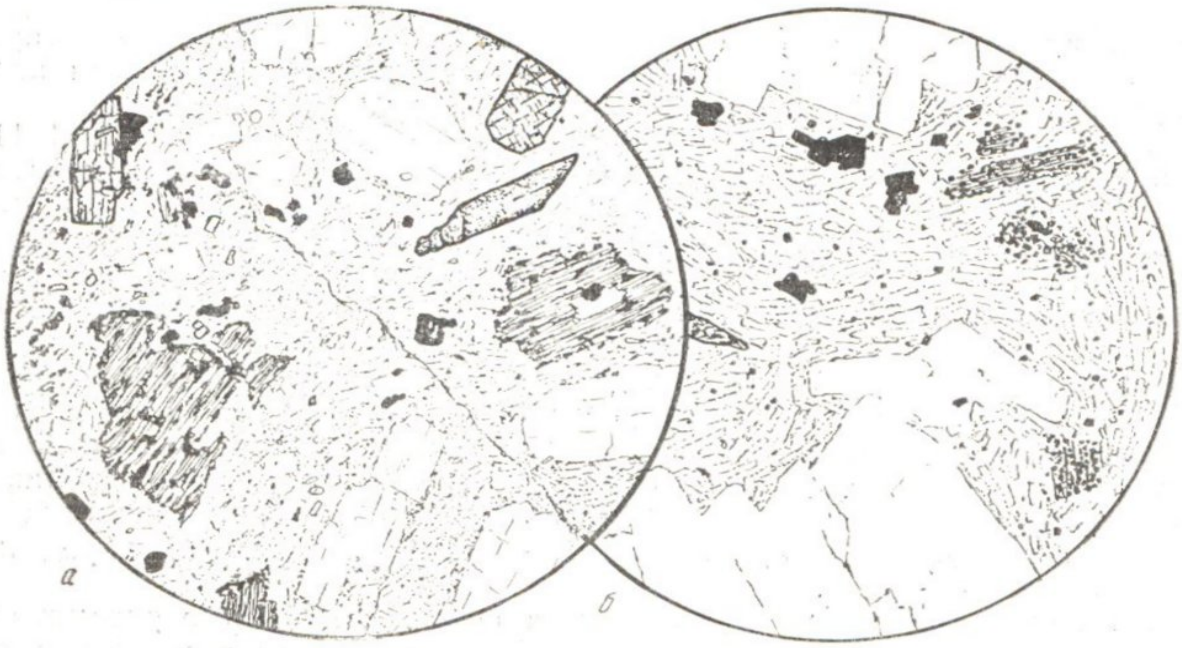
Из особых разновидностей натровых порфиров, которые рассматривают также как разновидности кератофира, упомянем о магнетитово-сиенитовом порфире из района знаменитого месторождения магнитного железняка Кирунаваара. Эта горная порода порфировой структуры состоит из альбита и магнетита. Подобная же порода в кусках, входящих в состав вулканической брекчии, известна и у нас на Урале на горе Высокой. Возможно, что своеобразный минеральный состав магнетитово-сиенитовых порфиров связан с метаморфизмом.

В. Щ е л о ч н ы е т р а х и т ы в собственном смысле слова и щелочные трахитовые порфиры обладают характерными признаками, заключающимися в том, что в них отсутствует известково-натровый плагиоклаз и содержатся в небольшом количестве щелочные пироксены, щелочные амфиболы, а иногда даже, как второстепенная примесь, фельдшпатиды. Эти горные породы обыкновенно содержат фенокристаллы щелочного полевого шпата вместе с порфировыми выделениями одного или нескольких таких минералов: арфведсонита, рибекита, эгирина, эгирин-авгита, диопсида; иногда как небольшая примесь содержатся содалит нозеан, или гаюин, реже нефелин.

Щелочной полевой шпат в этих трахитах — анортоклаз, санидин, альбит. В щелочных трахитовых порфирах — ортоклаз, анортоклаз, микропертит, альбит. Известно, что при высоких температурах образования фенокристаллов полевого шпата калиевый и натровый компоненты образуют твердый раствор (анортоклаз или, как его также называют, натровый ортоклаз), который в дальнейшем в палеотипных породах может распадаться, превращаясь в микропертит.

Щелочные амфиболы образуют то отдельные кристаллические неделимые, то лапчатые выделения; эгирин — самостоятельные мелкие иголочки или оболочки вокруг кристаллов эгирин-авгита и диопсида. К числу щелочных порфиров относятся, например, порфиры долины Лан (л а н - п о р ф и р ы — фиг. 157*а*), Рейнских сланцевых гор (Розенбуш, 1923). В лан-порфирах все перечисленные щелочные цветные минералы почти всегда целиком замещены окислами железа.

Основная масса щелочных трахитов макроскопически представляется обыкновенной светлой, голубовато-серой или желтовато-серой, а также розовато-белой, чаще всего с типичным шероховатым изломом трахитовой основной массы. Как видно под микроскопом, она обладает трахитовой структурой, состоя из тонких обыкновенно флюидально



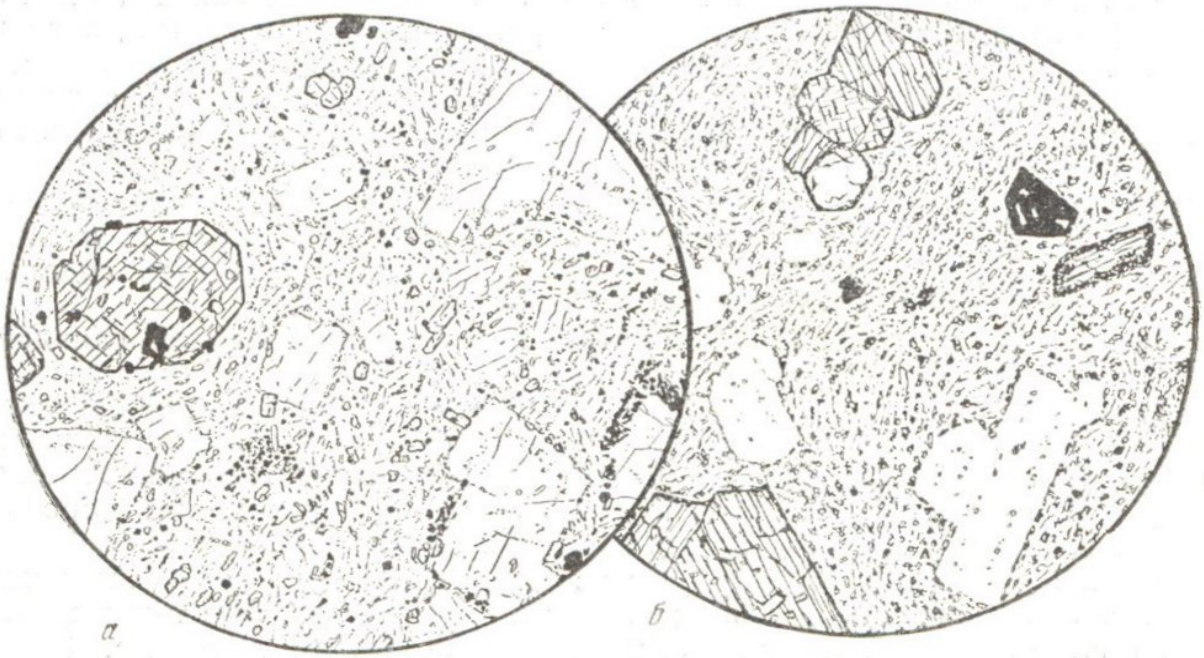
Фиг. 159.

а. Драконтит (биотитовый трахит). Драхенфельс, Зибенгебирге, Рейнская область.

Наиболее типичная разновидность. Фенокристаллы санидина, плагиоклаза, биотита, авгита. Акцессорный сфен (справа вверху) и магнетит. Основная масса из калиевого полевого и небольшого количества пироксена. Неотчетливая трахитовая структура: d=3,0 мм. По Рейнишу, 1920.

б. Другая разновидность.

Биотит во вкрапленниках почти полностью разложен в магнетит. По Харкеру, 1935.



Фиг. 160.

а. Понцит (авгитовый трахит). Остров Понца, Италия.

Во вкрапленниках — санидин, плагиоклаз и авгит. Те же минералы составляют основную массу с неотчетливой трахитовой структурой; d = 3,0 мм. По Рейнишу, 1920.

б. Арсоит (оливиновый трахит). Лавовый поток Арсо на о. Исхия, Италия (лава извержения 1302 г.)

Во вкрапленниках — плагиоклаз, санидин, авгит, бурая роговая обманка с опацитовой каемкой (справа) и оливин (вверху). Основная масса состоит из санидина, олигоклаза и небольшого количества пироксена и магнетита. Трахитовая структура; d =3,0 мм. По Рейнишу, 1920.

расположенных лейсточек щелочного полевого шпата с небольшой примесью щелочных амфиболов или эгирина, или же продуктов их разложения. Иногда ничтожная примесь фельдшпатидов, содалита и других (фиг. 155*а*, 158*а*, *б*).

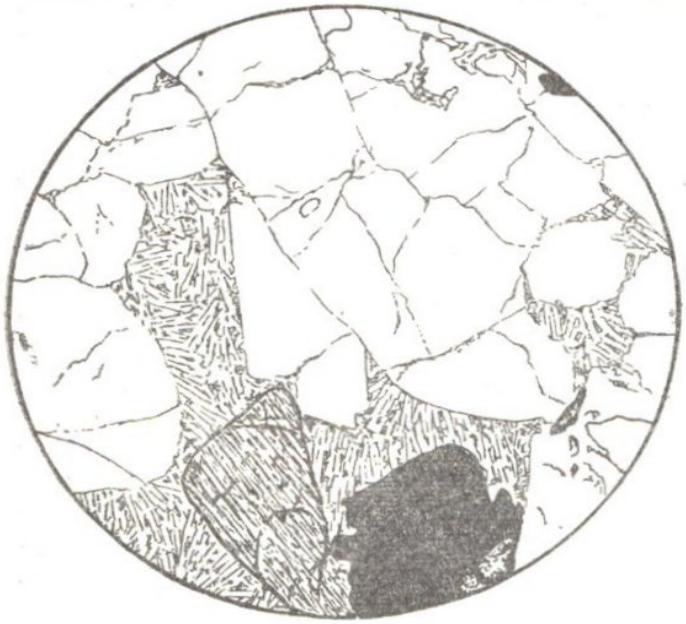
В зависимости от преобладания того или другого из цветных минералов, среди щелочных трахитов различают арфведсонитовые, рибекитовые и эгириновые; разновидность с более заметным содержанием примеси содалита или нозеана и гаюина (эти два минерала образуют обычно редкие и мелкие выделения) называют содалитовыми трахитами. Примесь других фельдшпатидов, главным образом в основной массе, например нефелина, обозначается названием породы — фонолитовый трахит. Особую разновидность щелочных трахитовых порфиров представляет так называемый ромбен-порфир — порода окрестностей Осло (Брёггер, 1890$_2$), содержащая в серой, зеленоватосерой или темносерой основной массе выделения щелочного полевого шпата, изредка вместе с редкими и мелкими выделениями авгита или авгита и биотита. Выделения щелочного полевого шпата по составу отвечают калиевому олигоклазу; часто, но не всегда, они имеют в сечении форму острых ромбов; иногда в них довольно много включений авгита, иногда оливина, апатита и титанистого железняка; нередко они окружены тонкими оболочками ортоклаза или альбита. Авгит этой горной породы в шлифе имеет фиолетовый оттенок, или он зеленоватый, на периферии переходящий в эгирин-авгит. Микроструктура основной массы полнокристаллическая, полукристаллическая или стекловатая. В микрозернистой полнокристаллической трахитовой основной массе, кроме лейсточек ортоклаза, присутствуют в небольшом количестве диопсид, эгирин-авгит, а иногда также фельдшпатиды. Характерным отличием ромбен-порфиров от других щелочных трахитовых порфиров является то, что ромбен-порфиры содержат в качестве щелочного полевого шпата только один натровый ортоклаз с существенной изоморфной примесью известкового полевого шпата (т. е. калиевый олигоклаз), а из щелочных цветных минералов — только эгирин-авгит и не в самостоятельных кристаллах, а лишь в виде каемки вокруг кристаллов авгита; иногда есть примесь биотита, изредка попадается оливин. Ромбен-порфиры рассматривают как эффузивную форму ларвикитов.

Кайнотипным представителем этого же вида горных пород является кенниит, составляющий лаву потухшего вулкана Кения (африканский грабен) (В. К. Смит, 1931). Это светлая красноватая или бурая горная порода с выделениями известковистого анортоклаза (калиевого олигоклаза), такого же, как в ромбен-порфирах, частью в корродированных фенокристаллах. В основной массе — микролиты полевого шпата, эгирин-авгита и эгирина, зернышки рудного минерала и зеленоватое стекло, разлагаемое кислотой, т. е. щелочное, недосыщенное SiO_2, что приближает кенниит к фонолитам.

Упомянутые типы щелочных трахитов и щелочных трахитовых порфиров отвечают пуласкитам, умптекитам и другим щелочным сиенитам.

Среди трахитов, примыкающих к щелочному типу, Розенбуш (1887) выделял трахиты типов Драхенфельс и Понца или, как их называют, драконтит (фиг. 159) и понцит (фиг. 160*а*). Они отличаются от щелочных трахитов содержанием плагиоклаза, а от известково-натровых или нормальных трахитов — более щелочным характером по химическому составу и иногда содержанием некоторого количества фельдшпатидов (часто содалита), а также содержанием некоторых щелочных цветных минералов. Они обладают порфировой структурой, причем фенокристалла-

ми являются: в понцитах — плагиоклаз, санидин, ортоклаз и диопсид, в драконтитах — плагиоклаз, санидин, ортоклаз, биотит, роговая обманка и в большей части также диопсид. Основная масса трахитовой структуры состоит из щелочного полевого шпата с примесью небольшого количества содалита и диопсида, к которым присоединяются иногда щелочной пироксен и амфибол. Различают еще трахит типа Арсо (Рейниш, 1920) или а р с о и т (фиг. 160*б*), в котором в порфировых выделениях попадается оливин, а в основной массе содержатся лейсточки плагиоклаза, довольно много магнетита и в некоторых разновидностях — примесь лейцита.



Фиг. 161. Санидинит. Лаахерское озеро, Эйфель, Германия.

Состоит почти целиком из крупных кристаллов санидина. Единичные кристаллы авгита и магнетита. В промежутках основная масса из микролитов санидина, олигоклаза и стекла; *d* — 2,6 мм. По Харкеру, 1935.

Окраска основной массы в трахитах Понца и Драхенфельс макроскопически светлая, а в трахитах Арсо — темносерая. Розенбуш (1887) причислял к этим же подгруппам тип трахитов Зибенгебирге. К тем же типам трахитов, содержащих плагиоклаз в выделениях, близка горная порода, образующая знаменитый купол Пюи-де-Дом в Оверни (Ж. Юнг, 1946), так называемый д о м и т (фиг. 155*б*). Для него характерная особенность — сравнительно лейкократовый характер и повышенное содержание кремнекислоты, которые связывают с нахождением тридимита в распространенных в этой породе порах. По валовому химическому составу домиты уклоняются в сторону кварцсодержащих горных пород.

По составу названные выше типы трахитов с плагиоклазом можно считать эффузивными породами, соответствующими в некоторой степени сиенитам, переходящим в монцониты, может быть, даже в нефелиновые монцониты. Они составляют как бы переходы от щелочных трахитов к трахиандезитам, которые определенно относятся к нормальной монцонитовой магме.

В связи со всеми рассмотренными типами трахитов встречаются иногда и стекловатые разновидности, подобные обсидиану, пемзе и пехштейну. Их вообще называют гиалотрахитами и они находятся в виде шлаковатой корки на трахитовых потоках и куполах, по краям трахитовых жил, а также в виде бомб и лапиллей, выбрасываемых при извержении трахитов. Некоторые виды их, встречающиеся в виде более самостоятельных масс, получили особое название (Уодсворт, 1893); таков, например, л а с с е н и т, представляющий собой неизмененное трахитовое стекло; в измененном виде эта порода получила название м е т а б о л и т а. Среди выбросов трахитовых извержений или как включения в лаве щелочных трахитов встречаются так называемые с а н и д и н и т ы (фиг. 161); это гипидиоморфнозернистые агрегаты, существенно состоящие из санидина с небольшой примесью олигоклаза, пироксена и амфибола,

содалита, нозеана или гаюина, иногда также скаполита, циркона, ортита и др. Они часто обладают микролитовой структурой.

Г. Трахиандезиты и трахиандезитовые порфиры. Подобно тому как в кристаллически-зернистых изверженных породах мы имели представителей переходного типа между сиенитами и габбро, т. е. между породами, существенно состоящими из калиевого и калинатрового щелочного полевого шпата и бедными цветными минералами, с одной стороны, и породами, существенно плагиоклазовыми и богатыми цветными минералами — с другой, так и среди эффузивных пород мы встречаем группу, являющуюся в известном смысле промежуточной между трахитами и андезитами. Само название этих пород — трахиандезиты — выражает их некоторое промежуточное положение. Естественно, что разновидности их можно сближать то с той, то с другой группой пород, которые они связывают.

Первоначально термин «трахиандезит» был предложен Абихом (1841) для обозначения горных пород, которые он считал средними между андезитами и трахитами. Содержание этого понятия несколько менялось со временем. Мишель-Леви (1896) определял трахиандезиты как эффузивные горные породы, содержащие в основной массе микролиты как ортоклаза, так и плагиоклаза. Вашингтон (1897) предлагал так называть горные породы с равным количеством щелочного полевого шпата и плагиоклаза (олигоклаз-андезина). Брёггер (1895) считал трахиандезиты эффузивными аналогами монцонитов, так же определяет их Хач (1926). В этом же смысле Рансомом (1898) было предложено для таких пород название «латит» (от римского названия местности Лациум). Розенбуш (1908) стал называть трахиандезитами горные породы с щелочным характером, считая, что они также относятся к андезитам, как трахидолериты (трахибазальты) относятся к базальтам. Почти непременным признаком для них он считал присутствие некоторых щелочных минералов: эгирин-авгита, щелочной роговой обманки, примеси фельдшпатидов и т. д. При этом Розенбуш сближал трахиандезиты больше с андезитами, к которым они близки по общему виду, чем с трахитами, но геологическая связь их с трахитами, пожалуй, более тесная, чем с андезитами. Рассматривая монцониты вместе с сиенитами, мы на тех же основаниях рассмотрим трахиандезиты сейчас, наряду с трахитами, а не вместе с андезитами.

Трахиандезитами называются бескварцевые порфировые породы, в которых фенокристаллами являются плагиоклаз, а также роговая обманка, биотит, диопсид и иногда, но не обязательно, эгирин-авгит. Точно так же не обязательна примесь иногда попадающихся в выделениях каких-либо фельдшпатидов. Основная масса состоит из полнокристаллической трахитовидной или пропитанной небольшим количеством стекла смеси плагиоклаза (гиалопилитовой структуры) и существенного количества санидина (вообще калиевого полевого шпата) с подчиненным моноклинным пироксеном и магнетитом. Иногда появляются среди фенокристаллов редкие выделения санидина или анортоклаза иногда в виде каемок на плагиоклазе. Встречаются также фенокристаллы гиперстена, оливина и титанита, а в основной массе иногда появляется примесь щелочных минералов — эгирина и даже нефелина.

Фенокристаллы плагиоклаза большей частью — основной андезин, лабрадор или даже битовнит. В основной массе — чаще всего олигоклаз. Роговая обманка, обычно бурая, и биотит встречаются то вместе, то порознь и часто замещены с периферии непрозрачным веществом. Основная масса макроскопически светлосерая или темносерая, нередко с шероховатым, как у трахитов, изломом. Микроструктура ее, в зависимости

от большего или меньшего содержания санидина и стекла, приближается то к типичной трахитовой, то к пилотакситовой, то к гиалопилитовой.

Типы трахиандезитов довольно разнообразны, их можно было бы различать и по преобладанию биотита, роговой обманки, пироксена и других минералов или иногда по характеру примеси фельдшпатидов, когда они встречаются.

По минеральному составу, как мы видим, трахиандезиты действительно занимают промежуточное место между трахитами и плагиоклазовыми породами — андезитами. Более щелочные разновидности можно поместить между трахитами типов Понца, Драхенфельс и Арсо, с одной стороны, и щелочными базальтами или, как их называют также, трахибазальтами — с другой, причем от первых они отличаются значительно меньшим (особенно в основной массе) содержанием щелочного полевого шпата, а от трахибазальтов — меньшим содержанием пироксена. Горные породы, в ассоциации с которыми находятся трахиандезиты, часто представлены ясно щелочными типами.

Розенбуш (1907), а также и некоторые другие авторы выделяли трахиандезиты из группы андезитов даже только на основании связи первых с щелочными, а вторых с известково-щелочными породами и указывали, что некоторые трахиандезиты ни по минеральному, ни по химическому составу не отличаются от андезитов, но, конечно, нельзя в номенклатуре горных пород основываться на одной лишь геологической связи и совершенно тождественным породам давать разные названия.

Трахиандезиты, однако, действительно иногда очень трудно, почти невозможно, даже при микроскопическом исследовании, отличить от андезитов, особенно палеотипных их представителей, так как содержание щелочного полевого шпата в тонкозернистой основной массе нелегко установить. Решающим в этих случаях может оказаться лишь полный химический анализ. Иногда каемки калинатрового полевого шпата на фенокристаллах плагиоклаза могут служить диагностическим признаком.

Из сказанного видно, что среди трахиандезитов в широком смысле этого термина можно различать, с одной стороны, трахиандезиты как эффузивные аналоги монцонитов и даже сиенито-диоритов, а с другой — щелочные породы с такими признаками, как присутствие щелочных минералов, связанные обычно в своем нахождении с другими щелочными породами. В. Н. Лодочников (Розенбуш, 1934, русский перевод, прим. к стр. 359) предлагал различать эти два типа и, избегая широкого термина «трахиандезит», называть первые породы андезито-трахитами, а вторые — щелочными андезитами, подобно тому как мы пользуемся термином «щелочные базальты».

Трахиандезиты являются вообще породами редкими, и поэтому они привлекали к себе внимание петрографов. Некоторые получили особое название. Выше уже было упомянуто название «латит», принимаемое некоторыми как синоним андезита. Среди лав итальянских потухших вулканов (Вашингтон, 1896) выделено еще несколько видов, относящихся к трахиандезитам; таков, например, в у л ь з и н и т с обильными выделениями полевого шпата и редкими — авгита и биотита, в довольно светлой серой основной массе; в составе породы санидин преобладает над плагиоклазом; в ч и м и н и т а х фенокристаллы — санидин, лабрадор, зеленоватый моноклинный пироксен и оливин, заключенные в основной массе из плагиоклаза-санидина и некоторого количества пироксена.

В нашей стране трахиандезиты с явно щелочным характером и в ассоциации с другими щелочными породами были впервые указаны в

Минусинском районе (Рачковский, 1912), где они являются палеотипными породами, а затем они были обнаружены и в других местах Сибири. К ним относятся и некоторые андезито-трахиты Кавказа.

К трахиандезитам относятся и более кислые представители шошонит-банакит-абсарокитового ряда пород, установленного Иддингсом (1895) в Северной Америке (в Абсарока-Рейндж).

Формы залегания и распространение трахитов и трахитовых порфиров

Формы залегания трахитов и трахитовых порфиров такие же, как и горных пород кислой группы, именно — липаритов. Залегание в виде куполов особенно типично. Оно связано с высокой вязкостью трахитовой магмы.

Из геологических ассоциаций горных пород, включающих трахиты, прежде всего надо указать на ассоциацию трахитов и базальтов на островах Тихого и Индийского океанов: Самоа, Таити (Лакруа, 1910), Гавайских островах, Реюньон (Лакруа, 1936), Кергуэлен, а также на нахождение трахитов с базальтами и фонолитами на островах Атлантического океана — св. Елены, Вознесения и др. (Дэли, 1925, 1927).

Ассоциация базальтов и трахитов во внутренней области Тихого океана представляет резкий контраст с ассоциацией горных пород так называемого андезитового пояса вокруг Тихого океана; в этом поясе развиты базальты, андезиты, дациты и реже риолиты.

Трахиты, встречающиеся в ассоциации с базальтами, слагают небольшие массы, купола и побочные экструзии, сопровождающие более обширные излияния базальта. Трахиты рассматривают здесь как продукт дифференциации базальтовой магмы. В общем трахиты являются горными породами более распространенными, чем соответствующие им глубинные горные породы — сиениты. Одним из крупных месторождений трахитов является область Африканского грабена, где кварцсодержащие трахиты имеют широкое распространение вместе с оливиновыми базальтами и в сопровождении фонолитов.

В Западной Европе молодые трахиты в связи с другими щелочными породами (фонолитами, трахибазальтами) находятся как во внешней зоне форланда Альпийской системы, начиная от Оверни (Гланжо, 1909) и до Чешско-Силезской вулканической дуги (Г. Юнг, 1927), так и по другую сторону Альп в итальянской магматической провинции (Вашингтон, 1906), где нахождение трахитов и трахиандезитов связано с щелочным характером горных пород этой провинции и с богатством их калием. Мы уже упоминали об отдельных типах этих трахитов и трахиандезитов. Были также упомянуты и некоторые другие из важнейших местонахождений трахита.

В нашей стране трахиты молодого возраста (третичные) указываются в Закавказье, например в Гурии (Белянкин и Петров, 1945) и в Армении к западу от Севана (Гинзберг, 1913), а также в западном Забайкалье; может быть, они имеются в Приморье.

Из палеотипных представителей трахитов — трахитовые порфиры и ортофиры указываются почти во всех древних горных сооружениях, и еще больше мы имеем указаний на нахождение кератофиров, входящих в состав спилитовой серии. Надо, однако заметить, что не всегда, особенно в старой литературе, ортофиры и кератофиры, относящиеся к трахитовой группе, выделялись из более кислых пород риолитовых порфиров и кварцевых кератофиров. Так, например, трахитовидные ортофиры окрестностей горы Магнитной, названные так И. А. Морозевичем (1901_1),

в главной своей массе представляют содержащие кварц горные породы и являются риолитовыми порфирами, а трахитовые порфиры здесь имеют лишь подчиненное распространение. Еще более надо считаться с подобным обстоятельством, когда речь идет о кератофирах.

Будучи небольших размеров, экструзивные массы трахитов иногда совсем размываются, и в древних формациях сохраняются только жилы, являющиеся их корнями, или неглубокие интрузии этих пород — лакколиты и др.

Мы приведем только несколько примеров мест нахождения трахитовых порфиров в нашей стране.

В юго-восточной части Украины трахитовые и андезито-трахитовые порфиры (палеотрахиты) встречаются в бассейне Кальмиуса (Лучицкий и Лебедев, 1934) в виде дайк, а также и в некоторых других местах. Это обычно красные породы почти без цветного минерала. На Урале, кроме упомянутых трахитовидных ортофиров, получили известность ортофиры Среднего Урала (Е. А. Кузнецов, 1939). Палеотипные и кайнотипные трахитовые породы входят в состав Кара-Дага в Крыму (Левинсон-Лессинг и Дьяконова-Савельева, 1933).

Трахитовые порфиры указываются в ряде районов в Сибири. Отметим нахождение их в связи с щелочными калиевыми породами в Ишимском районе (А. Н. Заварицкий, 1938) и на Алдане (Билибин, 1947). Трахитовые порфиры встречаются также в Восточной Фергане (Николаев, 1928_1) и в других областях.

Кератофиры, как сказано, упоминаются чаще, чем другие типы трахитовых порфиров. Иногда они описываются под названием альбитофиров. На Урале следует упомянуть кератофиры в связи с кварцевыми кератофирами и спилитами в районе Блявы (В. А. Заварицкий, 1946), где с ними связаны медные месторождения. На Кавказе вместе с кварцсодержащими кератофирами и зеленокаменными породами кератофиры входят в серию юрских вулканических пород Северного Кавказа (Лебедев, 1950).

Кератофиры и альбитофиры указываются в разных местах Сибири: в Экибастузском районе, в Саянах, на Алтае и в других местах.

Трахиандезиты, или щелочные порфириты, как уже говорилось, были подробно описаны у нас впервые в Кузнецком Алатау (Рачковский, 1912), где они связаны с тешенитами и трахибазальтами, образуя покровы, а затем трахиандезиты указывались в ряде районов Сибири. В Армении (Гинзберг, 1913) известны трахиандезиты, напоминающие по составу шошониты. Некоторые из трахиандезитов этой страны по химическому составу скорее надо отнести к трахитам.

Химический состав трахитов, трахиандезитов и соответствующих им порфиров

В табл. 28 приведены химические составы типичных представителей горных пород этой группы (по Дэли, 1933).

Если мы будем сравнивать по химическому составу трахитовые породы с соответствующими им глубинными породами, т. е. с сиенитами, то при общем сходстве химического состава пород этой группы мы найдем то же характерное различие, которое мы видели в группе гранита между риолитами и гранитами.

Вулканические эффузивные (или экструзивные) породы имеют в числовой характеристике несколько более высокие параметры s и a и несколько более низкие c и b. В щелочных трахитах, впрочем, это не выражено для параметра b достаточно отчетливо.

Таблица 28

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	60,68	63,91	62,63	61,51	56,36	57,65	57,84	52,04
TiO_2	0,38	0,59	0,62	0,45	0,48	1,00	1,11	0,76
Al_2O_3	17,74	15,88	17,06	17,37	20,10	16,68	17,24	17,65
Fe_2O_3	2,64	3,22	3,01	1,92	2,86	2,29	3,97	4,66
FeO	2,62	2,23	1,98	3,35	2,01	4,07	3,18	2,75
MnO	0,06	0,01	0,13	0,01	0,01	0,10	0,05	0,13
MgO	1,12	1,14	0,63	1,26	1,15	3,22	1,25	3,33
CaO	3,09	2,81	1,51	1,08	2,73	5,74	4,20	5,11
Na_2O	4,43	3,08	6,26	5,23	7,65	3,59	5,67	4,10
K_2O	5,74	5,80	5,37	5,29	4,97	4,39	3,62	5,03
H_2O	1,26	1,28	0,71	2,45	1,20	0,91	1,30	3,74
P_2O_5	0,24	0,05	0,09	0,08	0,48	0,36	0,57	0,70

I — трахит (вообще)
II — трахит известково-щелочной
III — щелочной трахит
IV — кератофир
V — ромбен-порфир
VI — латит
VII — трахиандезит
VIII — банакит

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I	18,6	2,9	7,7	70,8	—	62,1	25,3	12,6	54,1
II	15,5	3,0	7,3	74,2	—	67,6	26,7	5,7	44,6
III	21,4	0,7	6,8	71,1	—	67,3	15,9	16,8	63,9
IV	19,2	1,4	8,5	70,9	17,9	56,9	25,2	—	60,0
V	24,6	1,4	8,5	65,5	—	52,4	23,8	23,8	70,1
VI	14,4	4,1	14,5	67,0	—	40,8	38,4	20,8	55,2
VII	18,0	2,8	11,2	68,0	—	59,0	19,3	21,7	70,6
VIII	17,2	3,9	15,7	63,2	—	45,0	38,0	17,0	55,0

Различие между трахитами и щелочными трахитами ясно видно из их числовых характеристик: щелочные трахиты богаче щелочами (*a*) и очень бедны полевошпатовой известью (*c*).

К щелочным трахитам, или порфирам, относят также, как мы видели, ромбен-порфир и кератофир; в кератофире этот признак не выражен достаточно ясно, и мы также видели, что здесь обычно мы имеем дело с особой генетической группой, связанной со спилитами.

Особенность ромбен-порфиров, отражающаяся и в химическом составе, вытекает из их очевидной генетической связи с ларвикитом.

Заметим еще, что рассмотренные раньше пантеллериты, отличаясь от риолитов низкой величиной *s*, приближаются к трахитовым породам, именно к их наиболее щелочной погруппе.

Латит и трахиандезит, очевидно, являются эффузивными аналогами монцонитов. В их числовых характеристиках в то же время можно заметить то же отношение к характеристике монцонитов, как у других трахитовых пород к сиенитам.

К трахиандезитовым породам в широком смысле надо причислить и банакит.

Глава XI

ГРУППА НЕФЕЛИНОВОГО СИЕНИТА — ФОНОЛИТА

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В этой группе мы встречаемся с горными породами, обладающими наиболее резко выраженным щелочным характером.

Содержание щелочей в изверженных горных породах, как мы уже видели, возрастает, переходя от более основных к кислым, и одновременно с этим вообще уменьшается количество оснований фемических минералов. В наиболее распространенных, обычных изверженных горных породах, которые входят в ряд габбро-диорит — гранодиорит — гранит, эта особенность может быть прослежена очень отчетливо. Но, кроме этих обычных, так сказать, нормальных изверженных пород, существуют редкие типы, резко уклоняющиеся по составу и отличающиеся относительно большим количеством щелочей (т. е. «оснований щелочных алюмосиликатов»), особенно натра. Это возрастание количества щелочей происходит главным образом за счет понижения содержания кремнезема. В связи с этим в минеральном составе пород появляются недосыщенные алюмосиликаты — фельдшпатиды.

Щелочные горные породы являются вообще породами очень редкими. Считают, что среди изверженных горных пород они составляют всего около 1%. Очевидно, можно думать, что эти породы образовались при каких-то особенных условиях.

Разные авторы различно объясняют происхождение основных особенностей щелочных изверженных пород. Дэли (1910) и вслед за ним и многие другие приписывают их относительную бедность кремнеземом десиликации, вызванной взаимодействием магмы с известняками или другими основными породами. Другие авторы (К. Смит, 1927) объясняют накопление щелочей в магме щелочных горных пород действием минерализаторов. Наконец, некоторые исследователи (Боуэн, 1915_2) видят причины особенностей состава щелочных горных пород в особых условиях кристаллизационной дифференциации магмы. Здесь мы не будем останавливаться на этих различных мнениях. Для того чтобы критически разобраться в разнообразных гипотезах, необходим запас знаний, выходящий за пределы этой книги, о физико-химических принципах, которые надо принимать во внимание при обсуждении генезиса пород.

Как было уже указано, все щелочные изверженные породы мы разделим на две группы: группу нефелинового сиенита и фонолита, характеризующуюся комбинацией щелочного полевого шпата и фельдшпатида и отличающуюся относительной бедностью фемическими составными частями, подобно гранитам и сиенитам, и группу щелочных пород, где фемические составные части играют существенную роль, подобно тому, как это мы видим в породах габбрового типа. Вместе с тем в некоторых из

этих габброидных пород появляется известково-натровый полевой шпат — основной плагиоклаз в комбинации с щелочными алюмосиликатами — фельдшпатидами или более или менее значительным количеством ортоклаза.

НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ И ДРУГИЕ ФЕЛЬДШПАТИДОВЫЕ СИЕНИТЫ

Это кристаллически-зернистые породы, состоящие существенно из щелочного полевого шпата и нефелина, редко другого фельдшпатида и небольшого количества цветного минерала: биотита и щелочного пироксена или амфибола.

Нефелиновые сиениты — породы лейкократовые. Характерно, что, когда они впервые были обнаружены на Урале, они описывались как «граниты, в которых кварц заменен элеолитом». В составе среднего типа нефелиновых сиенитов принимают участие 65—70% полевого шпата, около 20% нефелина и 10—15% цветных минералов. В некоторых типах количество цветных минералов возрастает до 20—25%, редко еще несколько выше, но это уже меланократовые разновидности нефелиновых сиенитов. Количество нефелина колеблется вплоть до полного вытеснения полевого шпата нефелином в горных породах группы уртита.

Макроскопически нефелиновые сиениты — светлые горные породы, светлосерые, иногда с зеленоватым, реже с красным или желтым оттенком. Характерен жирный блеск нефелина в свежем изломе, отличающий его от кварца. На выветрелых поверхностях зерна нефелина, легче поддающиеся выветриванию, чем полевой шпат, выделяются в виде углублений — оспинок, и тогда поверхность его матовая, светлосерого, часто голубоватого цвета. Присутствие нефелина в породе макроскопически легко узнается по этим углублениям на выветрелых поверхностях.

Щелочной полевой шпат в нефелиновых сиенитах — ортоклаз, анортоклаз, микроклин и альбит. Иногда они встречаются раздельно, но чаще альбит и калиевый полевой шпат образуют микропертитовые и криптопертитовые прорастания. Микропертит здесь бывает, по-видимому, различных типов, как эвтектоидный, так и вторичный, образовавшийся путем распада твердого раствора или путем замещения при проникновении альбита по трещинкам. Между типичным микропертитом и криптопертитом бывают постепенные переходы. Довольно характерно встречающееся обрастание калиевого полевого шпата альбитом или в виде каймы, представляющей один кристаллический индивид, или в виде многих зернышек и кристалликов.

Плагиоклаз является очень редким минералом в нефелиновых сиенитах, если не считать наиболее бедных известью членов этого ряда минералов. Более основной плагиоклаз входит в состав горной породы, получившей название нефелинового монцонита.

Нефелин обыкновенно представлен разновидностью с жирным блеском в изломе — элеолитом. В некоторых нефелиновых сиенитах характерным является частичное разложение нефелина с образованием натровых цеолитов, канкринита, иногда белой слюды. В некоторых случаях в нефелине распространены включения пузырьков, микролитов и более крупных иголочек эгирина и кристалликов других цветных минералов. Нефелин является минералом, легко поддающимся разложению и растворению. Как уже указывалось, на обнаженной поверхности скал нефелинового сиенита всегда выделяются углубления — оспинки. Цеолитизация нефелина происходит с образованием главным образом гидронефелина, а также мезотипа или анальцима, т. е. натровых водных алюмосилика-

тов. В некоторых случаях нефелин замещается томсонитом (кальциевым цеолитом) и другими цеолитами. Более глубокое замещение, с обменом вещества, заключается в серицитизации и мусковитизации нефелина и превращении его в агрегат белой слюды — либенерит. Так возникают либенеритовые сиениты и либенеритовые порфиры, давно ставшие известными в окрестностях Предаццо в Тироле и встречающиеся во многих других местах.

В некоторых случаях нефелин переходит в гидрат глинозема. Для особых условий выветривания нефелиновых сиенитов в тропиках образование на их месте латеритов очень характерно, и существует целый ряд таких промышленных месторождений латеритов и бокситов.

Механическое выветривание нефелиновых сиенитов превращает их в дресву, подобно тому, как это бывает с гранитами и другими зернистыми изверженными породами.

Структурные отношения нефелина и полевого шпата напоминают отношения кварца и полевого шпата в гранитах. Нефелин иногда бывает явно ксеноморфным, в других случаях этого ксеноморфизма не заметно, а иногда даже зерна его идиоморфны. Довольно редко попадаются пегматитовые срастания калиевого полевого шпата и нефелина. Из других фельдшпатидов довольно распространенным является содалит. Иногда он встречается в идиоморфных кристаллах, но обычно в неправильных зернах, а также в виде жилочек, замещая метасоматически нефелин. Канкринит также является довольно обычным минералом, развивающимся на месте нефелина, иногда вплоть до полного вытеснения последнего.

Относительно редок анальцим, также замещающий нефелин.

Среди свежих вулканических щелочных горных пород, богатых калием, очень характерную группу образуют лейцитовые породы. Отвечающие им по составу зернистые глубинные горные породы, однако, лейцита не содержат — они представлены нефелиновыми сиенитами, но в некоторых из них мы находим явные следы лейцита, кристаллизовавшегося на первой стадии затвердевания их. Именно, вместо лейцита в таких нефелиновых сиенитах встречается так называемый псевдолейцит, т. е. псевдоморфозы по лейциту, образованные нефелином и ортоклазом и иногда анальцимом. Нефелин и ортоклаз в псевдолейците нередко образуют взаимные прорастания, похожие на микропегматитовые или мирмекитовые, иногда также имеющие вид отпечатков пальцев. Эту разновидность нефелиновых сиенитов — псевдолейцитовые сиениты — иногда называют также лейцитовыми сиенитами.

Цветные минералы нефелиновых сиенитов в общем такие же, как в щелочных сиенитах, не содержащих нефелина. Биотит представлен сильно железистой интенсивно плеохроичной разновидностью (лепидомелан). Пироксен — эгирин, иногда эгирин-авгит. В некоторых нефелиновых сиенитах встречается диопсид с каемкой эгирина, а в некоторых разновидностях и обособлениях — меланократовых шлирах — даже титанистый авгит. Роговая обманка обыкновенно представлена натровыми сине-зелеными разновидностями: арфведсонитом, гастингситом или близкими к ним видами, реже рибекитом. Реже в некоторых из нефелиновых сиенитов встречается красновато-бурый баркевикит.

Весьма характерно нахождение в некоторых нефелиновых сиенитах (например в Гренландии) таких титано-цирконо-силикатов, как бы заменяющих здесь отчасти цветные минералы, как энигматит — черный роговообманковый минерал, эвдиалит и эвколит — красные минералы, астрофиллит и лампрофиллит — таблитчатые кристаллы темного бронзового цвета. Все эти минералы в особенности приурочены к более гру-

бозернистым пегматитовидным разновидностям нефелинового сиенита. Более редкими минералами того же характера являются в других случаях катаплеит, мозандрит, лавенит, розенбушит, ринкит, хиордалит и др.

В некоторых нефелиновых сиенитах характерной примесью является гранат титансодержащий, близкий к меланиту, а также иногда корунд. Как случайный минерал попадается флюорит.

Из акцессорных минералов распространены магнетит, ильменит, апатит, циркон и сфен. Сфен встречается в более меланократовых, циркон — в более лейкократовых типах.

Наконец, надо упомянуть о первичном кальците, иногда вросшем в виде хорошо образованных кристаллов в свежий полевой шпат и в нефелин, причем на контакте нефелина и кальцита почти всегда развиваются реакционные каемочки канкринита. Очень интересны крупные скелетообразные формы роста, видимо, магматического кальцита в виде елочек с тройной осью симметрии, встреченные в нефелиновых сиенитах Хибинских гор (обычно в виде отпечатков выщелоченных кристаллов).

Структура нефелиновых сиенитов большей частью среднезернистая, иногда крупнозернистая, в своих основных особенностях близка к структуре гранитов: так же, как и там, мы можем различать типы, в которых, с одной стороны (и это чаще), нефелин является ксеноморфным по отношению к полевому шпату и, с другой,— где, наоборот, нефелин встречается в идиоморфных кристаллах. Само собой разумеется, что так как кристаллические формы нефелина (призма и пинакоид) отличаются от форм кварца (ромбоэдры), то это находит свое выражение в общем рисунке структуры. Пегматитовые прорастания полевого шпата и нефелина также встречаются, но гораздо реже, чем такие прорастания полевого шпата и кварца.

Это сходство структур нефелиновых сиенитов и гранитов проще всего объясняется тем, что, как установлено экспериментально, и нефелин и кварц одинаково образуют эвтектику с полевым шпатом и в обоих случаях последовательность кристаллизации подчиняется закону эвтектики. В нефелиновых сиенитах встречаются также пойкилитовые прорастания нефелина и полевого шпата. Иногда порядок идиоморфизма главных минералов не может быть установлен, и структура имеет вид паналлотриоморфнозернистой, похожей на структуры некоторых гнейсов. Щелочные амфиболы и эгирин часто являются идиоморфными, как бы выделяясь раньше салических элементов, но их кристаллизация продолжается долго и позднее; в некоторых случаях характерно нахождение игольчатого эгирина поздней генерации, иногда в миаролитовых пустотах. О реакционных каемках канкринита между нефелином и кальцитом уже сказано.

По текстуре прежде всего различают два типа нефелиновых сиенитов: трахитоидный с таблитчатыми, более или менее параллельно расположенными кристаллами полевого шпата и гранитоидный (фиг. 162). Этому различию Брёггер (1890_1) придавал большое значение, называя соответственные породы разными названиями. Кроме того, в некоторых нефелиновых сиенитах развита гнейсовидная текстура, нередко с чередующимися слоями цветных и бесцветных минералов и даже полосчатая и при этом с паналлотриоморфнозернистой структурой, которая возникает, по-видимому, как в некоторых гранитных породах, в результате перекристаллизации или кристаллизации в особых условиях, например, при боковом давлении (пьезокристаллизация).

Разные виды нефелиновых сиенитов, как вообще и в других группах горных пород, различаются по главным особенностям минерального



Фиг. 162.

а. Нефелиновые сиениты Бердяушского массива. Гранитоидный тип.

Гастингситовая роговая обманка, нефелин в идиоморфных зернах, калиевый полевой шпат с пятнистыми пертитовыми врастками альбита. Между зернами нефелина немного анальцима в резко ксеноморфных зернах; $d = 4{,}0$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1937.

б. То же, Трахитоидный тип.

Пертитовый калиевый полевой шпат, альбит, шпреуштейнизированный нефелин и гастингсит. Типичная трахитоидная текстура; d около 4 мм. По А. Н. Заварицкому, 1937.



Фиг. 163. Миаскит. Миасс, Ильменские горы, Урал.

Калиевый полевой шпат с пертитовыми врастками альбита, нефелин и лепидомелан, почти непрозрачный в разрезах по спайности. Паналлотриоморфнозернистая структура. Массивная гранитоидная текстура; $d = 4{,}7$ мм.

состава, т. е. по характеру полевого шпата и цветных компонентов, а также и по структуре.

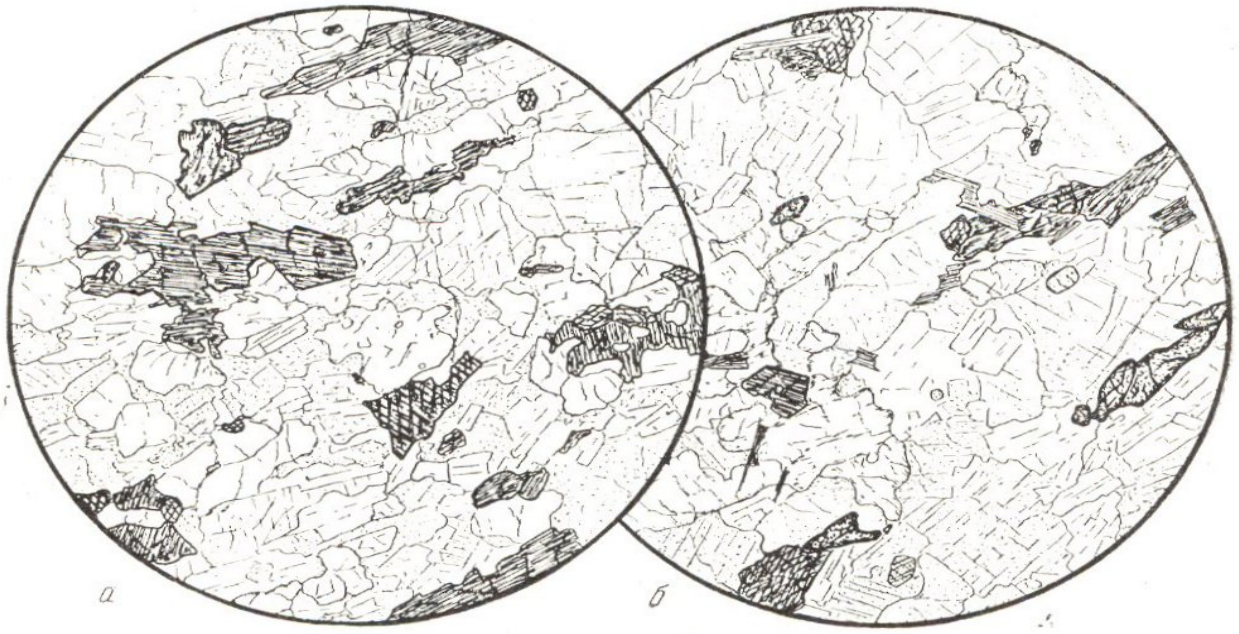
Раньше всех других типов нефелиновых сиенитов, более 100 лет тому назад (Розе, 1842), стали известны миаскиты с Урала (фиг. 163). Миаскит состоит примерно из 30—40% калиевого полевого шпата, микроклина или ортоклаза, почти такого же количества альбита, большей частью в виде микропертитовых срастаний с ортоклазом, частью в виде самостоятельных неделимых; нефелина содержится около 20%; сильно плеохроичный бурый лепидомелан является цветным минералом, присутствуя в количестве 5—10%. Акцессорные минералы — апатит, ильменит, циркон, титанит, иногда канкринит, кальцит и содалит; как случайные встречаются пирохлор и другие редкоземельные минералы. Структура миаскитов является характерным признаком этого типа нефелиновых сиенитов — это паналлотриоморфнозернистая структура, более свойственная гнейсовидным кристаллическим породам. Такой структурой миаскиты отличаются от многих других типов нефелиновых сиенитов. Текстура тоже гнейсовидная, часто полосчатая.

Роговообманковые миаскиты (фиг. 164) отличаются от нормальных тем, что биотит заменяется гастингситовой роговой обманкой, обыкновенно при этом появляется олигоклаз-альбит, в некоторых случаях эгирин (в виде остатков в роговой обманке); сфен часто преобладает над цирконом. Характерная структура миаскитов сохраняется, и этим роговообманковые миаскиты отличаются от фойяитов, обладающих гипидиоморфнозернистой структурой, более свойственной изверженным породам.

В некоторых иностранных учебниках и сводках (Трёгер, 1935; Джохенсен, 1938) ошибочно указывается на существенное присутствие плагиоклаза в составе миаскита и эта порода сближается даже с тералитами. Основанием является старый и случайный анализ Розе, относящийся, очевидно, к местной разновидности миаскита, какие встречаются в виде шлиров. Более новые анализы и детальное изучение миаскита показывают эту ошибку. Местные уклонения от нормального миаскита довольно распространены, особенно в краевых частях массива.

Нефелиновый сиенит из Серра-де-Мончики в Португалии был открыт почти через двадцать лет после миаскита и получил название «фойяит», которое одно время даже предлагалось как общее название для нефелиновых сиенитов. А. П. Карпинский (1902) справедливо указывал, что с бо́льшим основанием такое расширение смысла термина можно было бы применить к миаскиту. Фойяит отличается прежде всего гипидиоморфной структурой (фиг. 165). Цветной минерал — главным образом щелочная роговая обманка, которая срастается с эгирин-авгитом. Ортоклаз является преобладающим полевым шпатом (57%), немного альбита. Нефелин составляет 20—25%; эгирин, авгит и роговая обманка — около 7%, может присутствовать небольшая примесь биотита. Акцессорные минералы — титанит, циркон, рудные, апатит; случайный — гаюин. Типичный фойяит обладает трахитоидной текстурой (фиг. 166). Брёггер (1890_1) предлагал считать это существенным признаком и для нефелиновых сиенитов, обладающих не трахитоидной структурой, а гранитовидной зернистой, и пользоваться термином «дитроит». Это предложение, однако, не нашло последователей.

Под названием дитроита (фиг. 167*а*) был описан вскоре после открытия фойяита нефелиновый сиенит из Дитро в Трансильвании (Циркель, 1866). В нем полевой шпат, главным образом микроклин-микропертит, кроме того может присутствовать ортоклаз и немного олигоклаз-



Фиг. 164. Роговообманковые миаскиты. Ильменские горы, Урал.

Калиевый полевой шпат, альбит, нефелин и гастингситовая роговая обманка. Иногда немного чешуек лепидомелана (*а* и *б*). Акцессорные апатит и сфен (*б*). Паналлотриоморфнозернистая структура; гнейсовидная текстура; $d = 4{,}7$ мм.



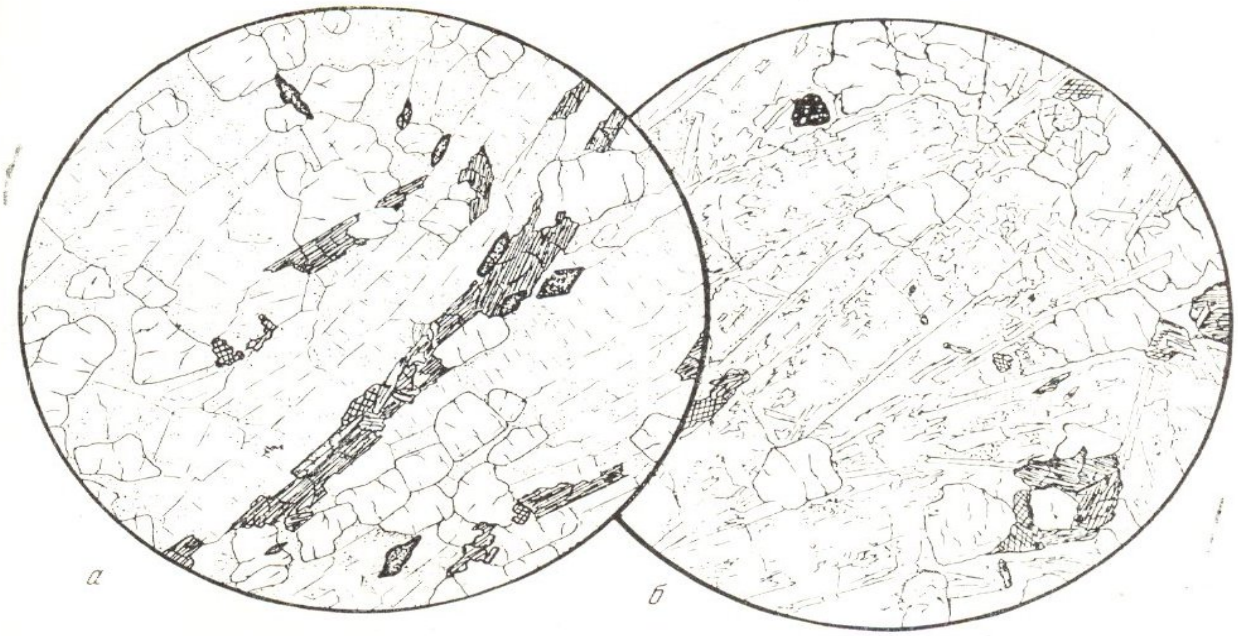
Фиг. 165.

а. Фойяит. Поко-де-Кальдас, Бразилия.

Калиевый полевой шпат в идиоморфных таблитчатых зернах, нефелин в ксеноморфных или, наоборот, в идиоморфных зернах, эгирин иногда игольчатый. Гипидиоморфнозернистая структура; $d = 2{,}4$ мм. По Рейнишу, 1920.

б. Нефелиновый сиенит (фойяит). Часначорр, Хибины.

Нефелин в идиоморфных зернах, пертитовый калинатровый полевой шпат и ксеноморфный эгирин. Гипидиоморфнозернистая структура; $d = 8{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948.

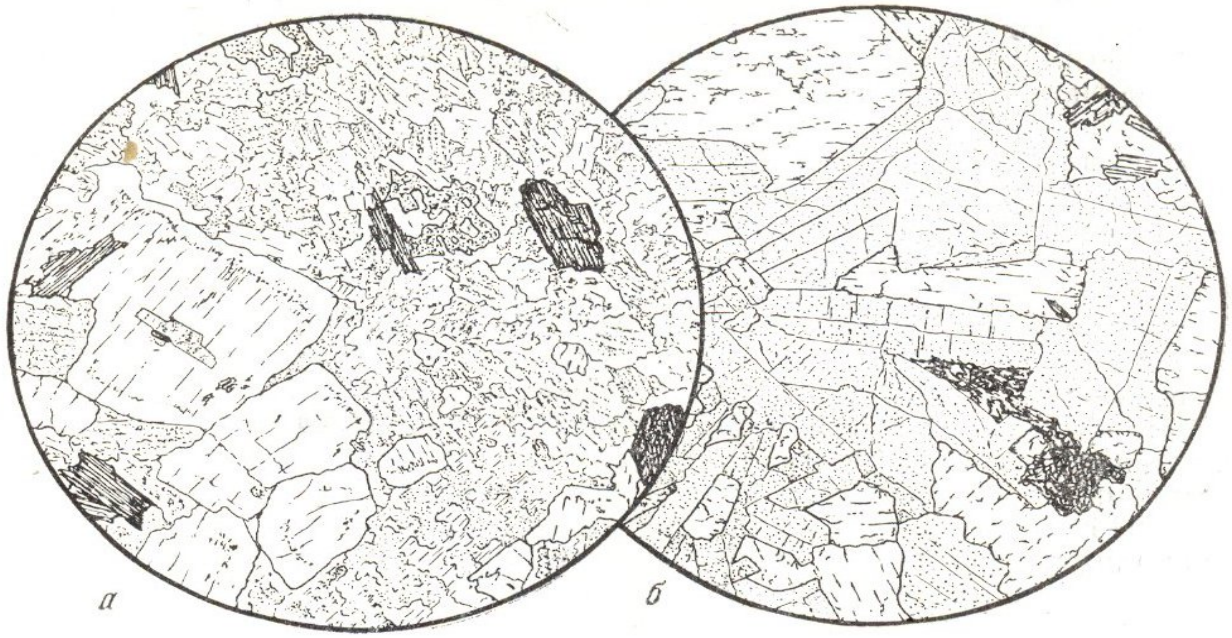


Фиг. 166. Трахитоидные нефелиновые сиениты. *а*. Часначорр, Хибины.

Таблитчатые зерна полевого шпата, нефелин, щелочной амфибол и немного эгирина. Акцессорный сфен. Нефелин в идиоморфных зернах. Типичная трахитоидная текстура; $d = 4{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948.

б. То же. Ловозерские тундры.

Сильно альбитизированный микроклин-пертит, нефелин и щелочной амфибол. Трахитоидная текстура; $d = 4{,}7$ мм.



Фиг. 167.

а. Дитроит. Дитро, Семиградье, Трансильвания.

Идиоморфные зерна нефелина, микроклин-перит в зернах с весьма извилистыми очертаниями и цветные минералы — зелено-бурый биотит (слева) и щелочная роговая обманка (справа). Единичные зерна содалита (несколько выше центра); $d = 4{,}7$ мм.

б. Ювит. Фен, район Осло, Норвегия.

Калиевый полевой шпат, совершенно не альбитизированный в идиоморфных таблитчатых зернах, нефелин в ксеноморфных зернах; щелочной амфибол большей частью целиком разложен в окислы железа; $d = 7{,}0$ мм.

альбита; нефелина около 20%, а цветной минерал — биотит (около 6%), к которому могут в очень небольшом количестве присоединяться роговая обманка и эгирин. Акцессорные минералы обычные. Характерно присутствие иногда содалита и канкринита.

Широкой известностью пользуются нефелиновые сиениты нашего севера — хибиниты и луявриты. Это относительно грубозернистые, а иногда почти пегматоидные породы. Они развиты преимущественно в периферической части массива и переслаиваются со среднезернистыми фойяитами.

Хибиниты — более грубозернистая порода гипидиоморфнозернистой структуры с содержанием 35—45% нефелина и с меньшим количеством (15%) цветных минералов, главным образом эгирина и арфведсонита, иногда энигматита в ксеноморфных таблицах или небольших скоплениях. Наряду с обычными акцессорными минералами присутствует очень характерный для этой породы эвдиалит.

Луяврит (фиг. 168) в общем менее грубозернистая порода с трахитоидной текстурой; цветных минералов несколько больше (до 20%), среди них распространен игольчатый эгирин, прорастающий полевые шпаты, нефелина от 45 до 50%; эвдиалит в идиоморфных кристаллах.

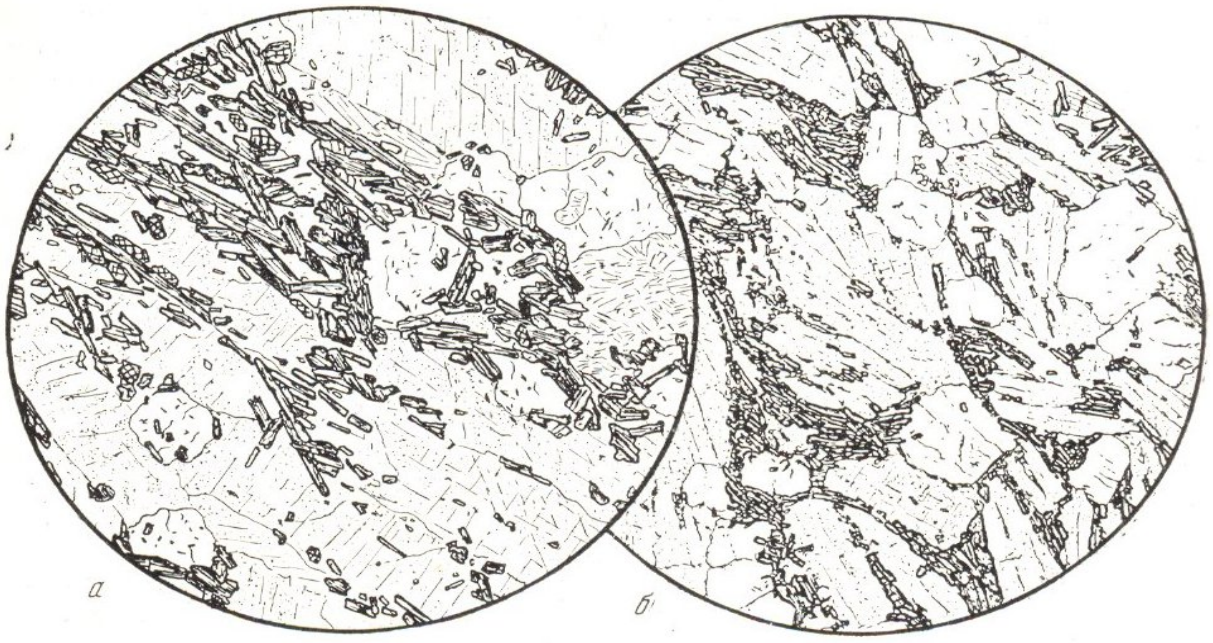
В обеих горных породах наблюдаются некоторые вариации в составе и структуре.

Среди фойяитов, переслаивающихся с другими типами нефелиновых сиенитов Хибин, Б. М. Куплетским (1932_2) выделены рисчорриты — преимущественно слюдяные или эгириновые нефелиновые сиениты большей частью желтовато-серого цвета с характерной никилитовой структурой.

К числу очень своеобразных грубозернистых нефелиновых сиенитов относятся лаурдалит, или лардалит (фиг. 169), из окрестностей Осло в Норвегии (Брёггер, 1890_1), тесно связанный с ларвикитом и существенно отличающийся от него присутствием нефелина (около 15%). Как и в ларвиките, полевой шпат лардалита — криптопертит и анортоклаз с ромбическими очертаниями разрезов крупных кристаллов; нефелина около 15%, но его кристаллы иногда крупнее, чем кристаллы полевого шпата, и тогда выступают порфировидно. Цветные минералы — лепидомелан и пироксен диопсидового типа, переходящий иногда в эгирин-авгит. Обычные акцессорные минералы, среди которых относительно обилен апатит. Случайные — канкринит, содалит, местами баркевикит и иногда оливин.

Из Гренландии (Уссинг, 1911) известен оригинальный грубозернистый нефелиновый сиенит, получивший название какортокита. Это полосатая порода из белых, черных и красных слоев. Слои эти сильно различаются по относительному количеству слагающих их минералов, но, несомненно, это одна горная порода, составляющая одно геологическое целое. Порода эта образована щелочным полевым шпатом, нефелином, авдиалитом, арфведсонитом и эгирином, с акцессорными — энигматитом, биотитом, ринкитом, флюоритом и др.; местами развита цеолитизация. Разная окраска зависит от относительного количества главных минералов: белая — полевого шпата, красная — эвдиалита, черная — фемических минералов.

Мариуполит (фиг. 170), из быв. Мариупольского района (Украина) замечателен тем, что полевой шпат в нем исключительно альбит. Эта горная порода образует небольшие массы и жилы. В жилах и апофизах тонкозернистая и порфировая разновидности скорее заслуживают названия микромариуполита и мариуполитового порфира. Типичный зернистый мариуполит состоит из относительно широких таблиц нефелина (15—30%) и удлиненных призматических идиоморфных кристаллов альбита (50—



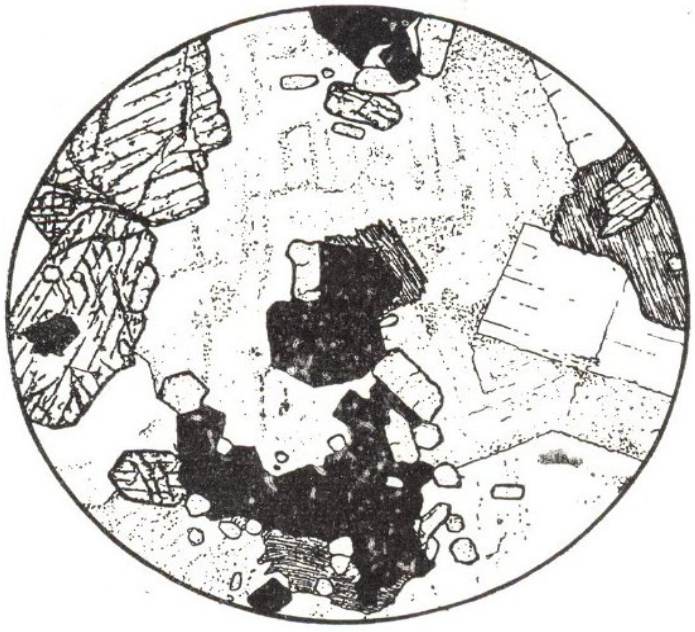
Фиг. 168.

а. Луяврит. Ловозерские тундры.

Игольчатый эгирин образует скопления; пертитовый калинатровый полевой шпат, нефелин и немного цеолитов (справа). Трахитоидная текстура; $d = 3{,}0$ мм.

б. Луяврит. Луявр-Урт, Хибины (краевая фация).

Более мелкозернистая разновидность. Игольчатый эгирин как бы цементирует зерна полевого шпата и нефелина; $d = 4{,}0$ мм. По Розенбушу, 1923.



Фиг. 169. Лаурдалит (лардалит). Лунде около Ларвика, район Осло, Норвегия.

Криптопертитовый калинатровый полевой шпат, идиоморфные зерна нефелина, авгит, биотит, довольно много акцессорных — апатита и магнетита; $d = 2{,}4$ мм. По Харкеру, 1935.

70%). Цветной минерал — эгирин в игольчатых кристалликах, иногда лепидомелан и изредка щелочная роговая обманка. Обычные акцессорные минералы: апатит, ильменит, ауэрбахит (циркон), попадаются беккелит и пирохлор, довольно часто содалит, иногда канкринит. Мариуполиты отличаются непостоянством структуры и значительными колебаниями состава; среди них различается целый ряд разновидностей.

К числу нефелиновых сиенитов, почти не содержащих калиевого полевого шпата, относится к а н а д и т, встречающийся как местная фация в нефелиновых сиенитах Онтарио в Канаде (Адамс и Барлоу, 1910), а также в миаскитах — Ильменские горы (А. Н. Заварицкий, 1939_1) и Алмунге в Швеции (Квенсель, 1914). В этой породе преобладающий полевой шпат — тоже альбит и олигоклаз-альбит, цветным минералом является щелочная роговая обманка. Канадит содержит немного более цветного минерала, чем нормальный миаскит. Л и ч ф и л ь д и т (фиг. 171) — также очень близкий к канадиту нефелиновый сиенит с преобладанием альбита над микроклин-микропертитом (В. Байли, 1892). Цветной минерал — биотит с зеленоватыми тонами плеохроизма.

В некоторых нефелиновых сиенитах появляется в более или менее значительном количестве известьсодержащий плагиоклаз; цветной минерал — диопсид, обычно с каемкой эгирина, который может заменяться также баркевикитом и даже титанистым авгитом; количество цветных минералов возрастает — порода переходит в нефелиновые монцониты (к ним принадлежит также х у с б е и т из Норвегии, Брёггер, 1890_1), а с дальнейшим увеличением количества цветных минералов и исчезновением калиевого полевого шпата — в щелочные габброидные породы (тералит, берондрит, см. дальше).

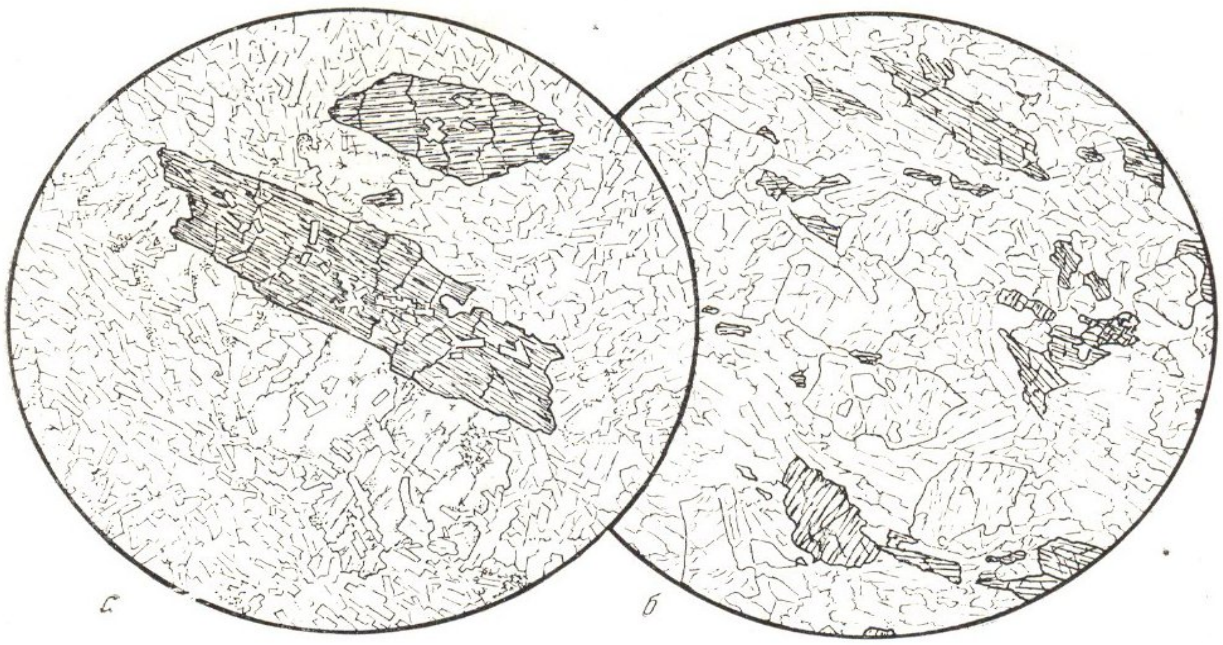
Есть, наоборот, также нефелиновые сиениты совсем без альбита или плагиоклаза, состоящие только из ортоклаза (51%), цветной минерал — эгирин-авгит (7%), иногда с примесью биотита, нефелина около 35%; это ю в и т ы (фиг. 167*б*) из области Фен в Норвегии (Брёггер, 1921).

Ряд разновидностей нефелиновых сиенитов может быть выделен по присутствию в них значительного количества необычных минералов или таких, которые, как правило, встречаются как акцессорные; такие разновидности являются местными фациями близких, более распространенных типов; так, например, среди миаскитов мы находим цирконовые миаскиты, меланитовые миаскиты, корундовые миаскиты; последние в Канаде (Адамс и Барлоу, 1908) получили название к р е й г м о н т и т а; там они с плагиоклазом и относительно богаты нефелином. Далее упомянем к а т а п л е и т о в ы й с и е н и т, содержащий 5% катаплеита.

Другого рода фельдшпатидовые сиениты представляют собой разновидности, в которых нефелин замещен минералами, часто встречающимися в нефелиновых сиенитах как случайные: канкринитом, содалитом, анальцимом.

Интересные примеры с о д а л и т о в ы х с и е н и т о в имеются в Туркестанском хребте (Преображенский, 1911): одни из них состоят из содалита, микроклина и биотита с примесью канкринита и акцессорных минералов; в других полевой шпат представлен только альбитом; цветной минерал — эгирин. Содалитовые сиениты из Чехии содержат анортоклаз, содалит, эгирин-авгит и немного бурой роговой обманки, акцессорные — рудный минерал, сфен, апатит.

В к а н к р и н и т о в ы х с и е н и т а х (фиг. 172*а*) нефелин полностью замещен канкринитом; например, канкринитовый сиенит из Колорадо состоит из 83% микропертита, 12% канкринита и 5% цветных минералов, эгирина и биотита и примеси акцессорных минералов. В других наряду



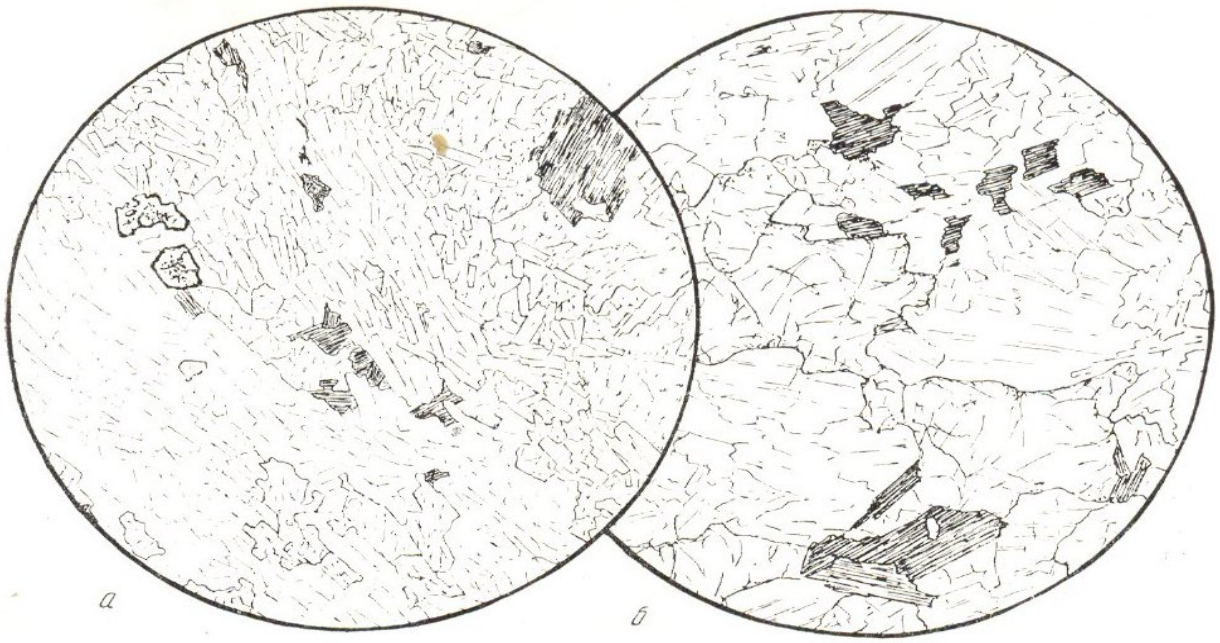
Фиг. 170.

а. Мариуполит. Мариупольский массив, Украина.

В мелкозернистой массе, состоящей из табличек альбита, остатки крупных зерен нефелина и эгирина. Пойкилитовые включения альбита в этих минералах; $d = 4{,}7$ мм.

б. Другая разновидность.

Нефелин и эгирин в более мелких зернах. Структура более равномернозернистая. Трахитоидная текстура; $d = 4{,}0$ мм.



Фиг. 171.

а. Слюдяной мариуполит (личфильдит). Мариупольский массив, Украина.

Альбит, нефелин, зеленовато-бурый биотит. Акцессорный циркон (слева). Трахитоидная текстура; $d = 7{,}0$ мм.

б. Альбитовый миаскит (личфильдит). Ильменские горы, Урал.

Нефелин, альбит и лепидомелан. Калиевый полевой шпат отсутствует. Паналлотриоморфнозернистая структура; $d = 4{,}7$ мм.

с канкринитом имеется и нефелин — таков сэрнаит из Швеции (Брёггер, 1890_1) с 48% калинатрового полевого шпата, 18% канкринита, 14% нефелина и около 20% эгирин-авгита и акцессорных минералов.

Анальцимовые сиениты содержат вместо нефелина заменяющий его анальцим. Такие породы встречаются, например, в Ишимском щелочном массиве в Казахстане (А. Н. Заварицкий, 1936); в них цветной минерал — щелочная роговая обманка и эгирин-авгит. В шотландских анальцимовых сиенитах (Тиррель, 1928) анальцима всего около 10% и цветной минерал — титанистый авгит вместе с эгирином.



Фиг. 172.

а. Канкринитовый сиенит (миаскит). Ильменские горы, Урал.

Вместо нефелина присутствует канкринит. Калиевый полевой шпат, альбит, лепидомелан и акцессорный сфен; $d = 3{,}7$ мм.

б. Либенеритовый сиенит. Шотландия.

Нефелиновый сиенит, в котором нефелин полностью разложен либенерит. Калиевый полевой шпат сохранился. Биотит, магнетит и меланит (справа внизу); $d = 2{,}5$ мм. По Харкеру, 1935.

Наконец, упомянем об измененных нефелиновых сиенитах, где нефелин превращен в псевдоморфозы из чешуйчатого агрегата белой слюды. Такой агрегат, как упоминалось, называется либенеритом и эти горные породы — либенеритовыми сиенитами (фиг. 172*б*).

Очень интересную подгруппу нефелиновых сиенитов представляют псевдолейцитовые сиениты. Их иногда называют также лейцитовыми сиенитами. Это нефелиновые сиениты, содержащие псевдоморфозы по кристаллам лейцита, образованные ортоклазом и нефелином и получившие название псевдолейцита. Такие горные породы были открыты сначала в известном массиве Магнет-Ков в Арканзасе (Дж. Вильямс, 1891), где они состоят из нефелина, ортоклаза с диопсидом, отороченным эгирин-авгитом, и с меланитом, кроме примеси обычных акцессорных минералов. Затем подобные горные породы были найдены и в других местах. В СССР они встречены в Ишимском массиве, на Алдане и в Памбакском хребте в Закавказье (А. Н. Заварицкий, 1936; Билибин, 1947; Котляр, 1945). Псевдолейцит — смесь ортоклаза и нефелина — иногда хорошо сохраняет форму кристаллов лейцита, но в других случаях не обнаруживает хороших граней и представляет как бы шарообразные тела

из ортоклаза и нефелина, в разрезах выступающие в виде округлых и многоугольных пятен.

Зернистые горные породы, имеющие состав лейцитового сиенита и состоящие из санидина (49%), лейцита (37%), а также небольшого количества содалита и примеси роговой обманки и акцессорных минералов, были встречены как вулканические выбросы в отложениях Соммы (Везувий).

К псевдолейцитовым сиенитам примыкают шотландские бороланиты, но они содержат более 30% цветных минералов, главным образом меланита, и ближе стоят к щелочным габброидным породам, вместе с которыми они и будут рассмотрены.

Подгруппа уртита — монмутита

Во всех нефелиновых сиенитах (вообще фельдшпатидовых сиенитах) существенной составной частью является щелочной полевой шпат. Но с нефелиновыми сиенитами тесно связаны и минералогически и геологически горные породы, в которых лейкократовая составная часть представлена или только одним фельдшпатидом, главным образом нефелином, или (в переходных типах) нефелином, значительно преобладающим над полевым шпатом.

Бесполевошпатовые нефелиновые горные породы образуют целый ряд видов с различным отношением нефелина и цветного минерала. Мы сейчас будем рассматривать только лейкократовые типы, примыкающие по составу к нефелиновым сиенитам. Меланократовые типы мы относим к группе щелочных габброидных пород.

Из подлежащих сейчас нашему рассмотрению горных пород прежде всего следует указать у р т и т (фиг. 173*а*). Эта горная порода была описана более 50 лет тому назад и названа по имени массива Луявр-Урт (Брёггер, 1890$_1$), а затем найдена во многих других массивах нефелиновых сиенитов (Рамсай, 1896).

Типичный уртит состоит из 80% нефелина, около 10% эгирина; в небольшом количестве присутствует альбит и из акцессорных минералов наиболее распространен апатит. Хорошо известные апатитово-нефелиновые породы Хибин тесно связаны с уртитами.

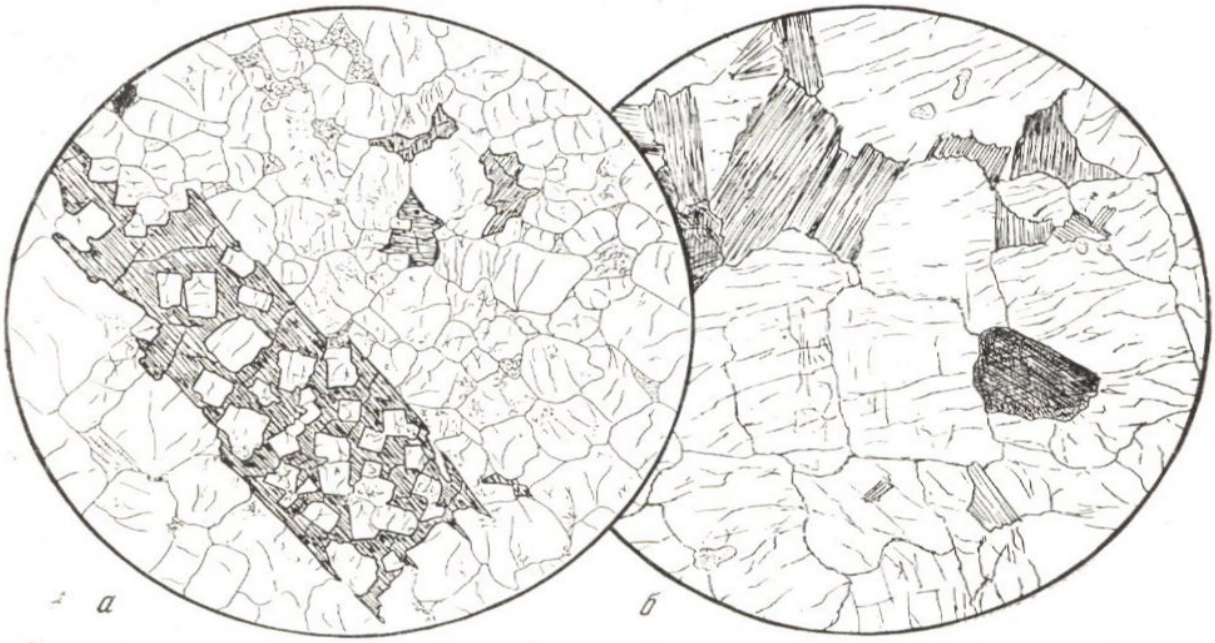
В м о н м у т и т е, встречающемся в виде небольших масс среди миаскитов и в Ильменских горах и в Канаде (Адамс, 1903; А. Н. Заварицкий, 1939$_1$), где эта порода получила свое название, мы имеем вместо эгирина уртитов роговую обманку — гастингсит, составляющую около 15% породы; из второстепенных минералов — немного альбита и канкринита, иногда кальцит, содалит, апатит.

Нефелиновую породу с биотитом и с некоторой примесью полевого шпата представляет к о н г р е с с и т (фиг. 173*б*), также встреченный среди нефелиновых сиенитов Онтарио и Ильменских гор (Адамс и Барлоу, 1908; А. Н. Заварицкий, 1939$_1$).

Между этими породами существуют переходы, наблюдавшиеся, например, в Ильменских горах, где в монмутитах появляется то примесь эгирина, то биотита.

Т а в и т (фиг. 174) — горная порода из Тава-Йока на Кольском полуострове (Рамсай и Хакман, 1894), состоящая из содалита (63%) и эгирина (37%), стоит на границе между подгруппой уртита и щелочными габброидами.

Горная порода, образованная одним только лейцитом и обладающая зернистой структурой, встречена как включения в вулканическом агло-



Фиг. 173.

а. Уртит. Ловозерские тундры.

Нефелин и эгирин с пойкилитовыми включениями нефелина. Между зернами нефелина немного цеолитов; $d = 4{,}7$ мм.

б. Конгрессит. Ильменские горы. Урал.

Нефелин, лепидомелан. Единичные зернышки содалита (вверху); $d = 3{,}7$ мм.



Фиг. 174. Тавит. Ловозерские тундры.

Игольчатый эгирин образует скопления между зернами содалита; $d = 3{,}7$ мм.

мерате на северном склоне Альбанских гор в Италии (Вашингтон, 1920_2) и получила название *италита*. Кроме лейцита (90%), склеенного небольшим количеством стекла, в ней попадаются примеси цветных минералов (около 6%): зеленоватый авгит, бурый биотит, меланит, акцессорные — апатит, магнетит, случайный гаюин.

Геологические условия залегания и распространение нефелиновых сиенитов и связанных с ними горных пород

Что касается залегания нефелиновых сиенитов, то можно отметить сходство их в некоторых отношениях с гранитами. С одной стороны, мы имеем штоки нефелиновых сиенитов или еще чаще сложные штоки, в которых нефелиновые сиениты являются только одним из членов, слагающих эти плутоны, с другой стороны, встречаются согласные интрузии нефелиновых сиенитов, обычно гнейсовидных, в гнейсовых толщах, подобные таким же интрузивным телам гнейсо-гранитов и гранитов. Кроме того, нефелиновые сиениты в форме лакколитов, интрузивных залежей лополитов и, наконец, дайк.

Нефелиновые сиениты встречаются в ассоциациях с другими изверженными горными породами, и среди этих ассоциаций можно различить два типа: с одной стороны, нефелиновые сиениты наблюдаются в тесной связи с щелочными сиенитами и гранитами, тоже в большей или меньшей степени обнаруживающими щелочной характер; с другой стороны, мы имеем характерную связь нефелиновых сиенитов, нередко через нефелиновые монцониты, с щелочными габброидными породами, причем в этом случае иногда появляются мелилитовые породы. Особая ассоциация представлена в том случае, когда нефелиновые сиениты, частью псевдолейцитовые, связаны с другими, богатыми калием, щелочными породами, вплоть до пород лейцитовых.

Помимо различных естественных ассоциаций щелочных горных пород, в которых принимают участие нефелиновые сиениты, можно различать еще два ряда случаев геологических условий их нахождения. Одни из этих случаев привлекали особое внимание петрографов, особенно после указаний Дэли (1910). Это случаи совместного нахождения нефелиновых сиенитов и известняков или вообще карбонатовых пород. В других случаях такая связь, видимо, отсутствует.

В ассоциации нефелиновый сиенит — гранит очень характерно положение щелочных сиенитов, как правило, пространственно отделяющих граниты от нефелиновых сиенитов. В некоторых случаях, особенно в сложных штоках, генетическая связь всех этих пород очевидна и выражается и в пространственных отношениях и во времени образования. Таким, например, является Бердяушский массив в Южном Урале, где интрузивная масса гранита содержит внутри более позднюю сиенитовую часть интрузии, в свою очередь заключающую еще более молодые нефелинсодержащие и нефелиновые сиениты. Подобное же строение имеет массив Алмунге в Швеции и многие другие.

В других случаях щелочные сиениты залегают тоже в виде зоны, разделяющей нефелиновые сиениты и окружающие их граниты, но относительный возраст этих пород не обнаруживает ясной последовательности их образования. Это очень типично для миаскитового массива в Ильменских горах, для Хибинского массива и очень многих других. Зоны щелочных сиенитов имеют здесь все признаки реакционной зоны между нефелиновым сиенитом и гранитом, подобно тому, как мы видели пироксенитовую реакционную зону между дунитом и габбро. Граниты могут быть

и не связаны с нефелиновыми сиенитами генетически, но подобная реакционная зона щелочных сиенитов все-таки возникает. Мы уже упоминали об образовании таким путем лестиваритов в Хибинском массиве. Такое же образование представляют собой фениты в районе Осло. Сиенитизации около недосыщенных фельдшпатидовых пород подвергаются даже кварциты и песчаники, как это показали, например, Д. С. Белянкин и В. И. Влодавец (1932) на Турьем мысу (Белое море). Примеры таких явлений в контакте нефелиновых сиенитов и кислых пород гранитов и гнейсов многочисленны.

Наличие во многих месторождениях нефелиновых сиенитов видимой связи их с известняками послужило исходным пунктом для создания популярной гипотезы Дэли (1910) об образовании нефелиновых сиенитов путем ассимиляции известняков или вообще карбонатовых пород и вызванной этим десиликации магмы. Однако далеко не во всех случаях такая связь нефелиновых сиенитов с карбонатовыми породами является бесспорной, так же как и десилицирующая роль, в отдельных случаях, ультраосновных пород, предполагавшаяся некоторыми авторами.

Высказывалось предположение, что ход дифференциации магмы, приводящей к образованию нефелиновых сиенитов вместо гранитов, получает иное направление, чем обычно, благодаря иному режиму летучей составной части магмы, следы который особенно сказываются в минеральном составе нефелиновых сиенитов. Этот режим регулируется тектоническими движениями в земной коре: отсюда несомненна установленная связь появления нефелиновых сиенитов с особыми тектоническими условиями, отличными от окружающей обстановки.

Наконец, Боуэн (1915_2) обратил внимание на инконгруэнтное плавление лейцита, выделяющегося первым из магмы насыщенных пород. Накопление первого выделения лейцита и обособление таких скоплений этого минерала могут повести к тому, что в этих участках дальнейшее взаимодействие лейцита и магматической жидкости, превращающее лейцит в смесь ортоклаза и нефелина, приведет к образованию нефелиновых сиенитов. Существование псевдолейцитовых сиенитов делает правдоподобной эту гипотезу в данных случаях. Однако едва ли ей можно придавать общее значение.

Во всяком случае, десиликация магмы представляет, по-видимому, необходимые условия возникновения нефелиновых сиенитов, но суть процесса этой десиликации и ее причины остаются еще невыясненными.

Нефелиновые сиениты (и вообще фельдшпатидовые породы) являются редкими, и их массивы имеют вообще небольшие размеры. Наиболее крупными массивами нефелиновых сиенитов являются массивы Кольского полуострова, пользующиеся широкой известностью, открытые еще в прошлом столетии Рамсаем (Рамсай и Хакман, 1894, 1897) и подробно изученные А. Е. Ферсманом (1931), Б. М. Куплетским ($1928, 1932_3, 1936_1$) и другими советскими учеными. Кроме главных типов хибинита, луяврита и фойяита, а также уртита и тавита, здесь имеется много других разновидностей. По структуре массивы Кольского полуострова — это лополитообразные массивы со слоистым строением, которое объясняется или явлениями течения кристаллизующейся магмы, или повторными послойными интрузиями. Главные типы нефелиновых сиенитов, входящих в состав этих массивов, уже были рассмотрены. Кроме двух больших массивов в центральной части Кольского полуострова, на нем известен ряд других месторождений нефелиновых сиенитов и родственных им пород, из которых наиболее значительный массив Гремяха — Вырмес (Полканов и Елисеев, 1940). В различных других местах имеются как обычные нефелино-

вые сиениты, так и канкринитово-нефелиновые и анальцимово-нефелиновые и меланитовые. Останавливаться на них мы не будем.

По общей структуре на массивы центральной части Кольского полуострова похож массив окрестностей Юлианехааб в Гренландии (Уссинг, 1911; Вегман, 1937, 1938). Это тоже слоисто сложенный интрузив; некоторое сходство имеют и горные породы и минеральный состав (развитие луявритов, присутствие минералов — эвдиалита и др.); есть и отличия (какортокит, науяит — богатый содалитом луяврит). Интересны явления ассимиляции. Значительная часть массива покрыта ледником, и строение его не совсем ясно, но это, несомненно, один из самых крупных массивов нефелиновых сиенитов.

К числу очень крупных массивов этих пород относится также Пилансберг (Шэнд, 1928) в западной части Трансвааля, слагающий группу холмов на площади около 200 кв. миль; мощность интрузии считают около 1 км. Массив тоже обладает концентрической и слоистой структурой. Как и для указанных других больших массивов, характерно присутствие тех же редких минералов цирконо-силикатовой группы.

Как мы уже говорили, первыми нефелиновыми сиенитами, ставшими известными в науке, являются уральские миаскиты Ильменских гор (Белянкин, 1909, 1910_2; А. Н. Заварицкий, 1939_1). Это тип гнейсовидных нефелиновых сиенитов. Они залегают в ядре антиклинали гнейсов и гранитов с прослоями амфиболитов, асимметричной, наклоненной к западу и погружающейся на концах, где и находятся наибольшие массы нефелиновых сиенитов; в средней части они почти выклиниваются. Миаскиты оторочены реакционной каймой щелочных сиенитов. Общая длина выходов до 120 км, площадь около 80 км^2. Преобладают миаскиты со слюдой в качестве цветного минерала, переходя, главным образом по окраинам, в роговообманковую разновидность. Развиты пегматиты. Время образования миаскитов — эпоха варисской складчатости.

Петрографически на ильменские миаскиты и связанные с ними породы чрезвычайно похожи нефелиновые породы района Халибертон-Банкрофт в Онтарио (Канада), хотя они архейского возраста (Адамс и Барлоу, 1910; Чейс, 1942). Там можно найти почти все разновидности горных пород, как и в Ильменских горах. Главной породой является также миаскит — слюдяной нефелиновый сиенит.

Надо сказать, что вообще слюдяные нефелиновые сиениты встречаются реже, чем роговообманковые или эгириновые (эгирин-авгитовые). Из наиболее известных слюдяных нефелиновых сиенитов можно указать на массив Дитро в Семиградье в Румынии (Рат, 1876; Штрекейзен, 1931, 1938), где этот массив «дитроита» достигает 80 кв. миль. От миаскитов порода отличается, кроме структуры, тем, что здесь полевой шпат всегда микроклин с очень хорошо выраженной решеткой, слюда имеет зеленый оттенок, часто встречается содалит. Месторождений, где слюдяные нефелиновые сиениты встречаются в подчиненном количестве вместе с другими, много. Из наших месторождений упомянем такое месторождение биотитовых нефелиновых сиенитов в бассейнах рек Ципи, Верхней Ангары, в Ботогольском хребте, в Туркестане. Такие ассоциации встречаются во многих других известных месторождениях. Упомянем месторождения Шотландии, где в некоторых породах содержится меланит; в слюдяных нефелиновых сиенитах Индии встречается примесь кальцита и графита; известны слюдяные нефелиновые сиениты из Арканзаса, Мэна и др.

Типичными представителями нефелиновых сиенитов с роговой обманкой и эгирином (эгирин-авгитом) считают фойяиты. Иногда это название распространялось вообще на все нефелиновые сиениты. Название

происходит от горы Фойя в Серра-де-Мончики в Португалии (Вервеке, 1880). Здесь фойяит сопровождается пуласкитом, прорывая в виде штоков каменноугольные сланцы. Распространение термина «фойяит» на все нефелиновые сиениты, однако, нерационально, поскольку такие породы различаются гораздо больше по другим признакам, чем по характеру цветного минерала.

Возвращаясь к нашим месторождениям, отметим на Урале, кроме знаменитых миаскитов Ильменских гор, нефелиновые сиениты Бердяушского массива (фиг. 162), где эти породы связаны с рапакиви и щелочными сиенитами (А. Н. Заварицкий, 1937). Цветной минерал — гастингситовая роговая обманка. Находясь западнее Ильменских гор, почти на той же широте, Бердяушский массив представляет интересный контраст в том отношении, что здесь мы имеем сложный шток среди нормальных осадочных пород, тогда как в Ильменских горах миаскиты связаны с гнейсогранитами и гнейсами, сопровождаясь реакционной каймой щелочных сиенитов.

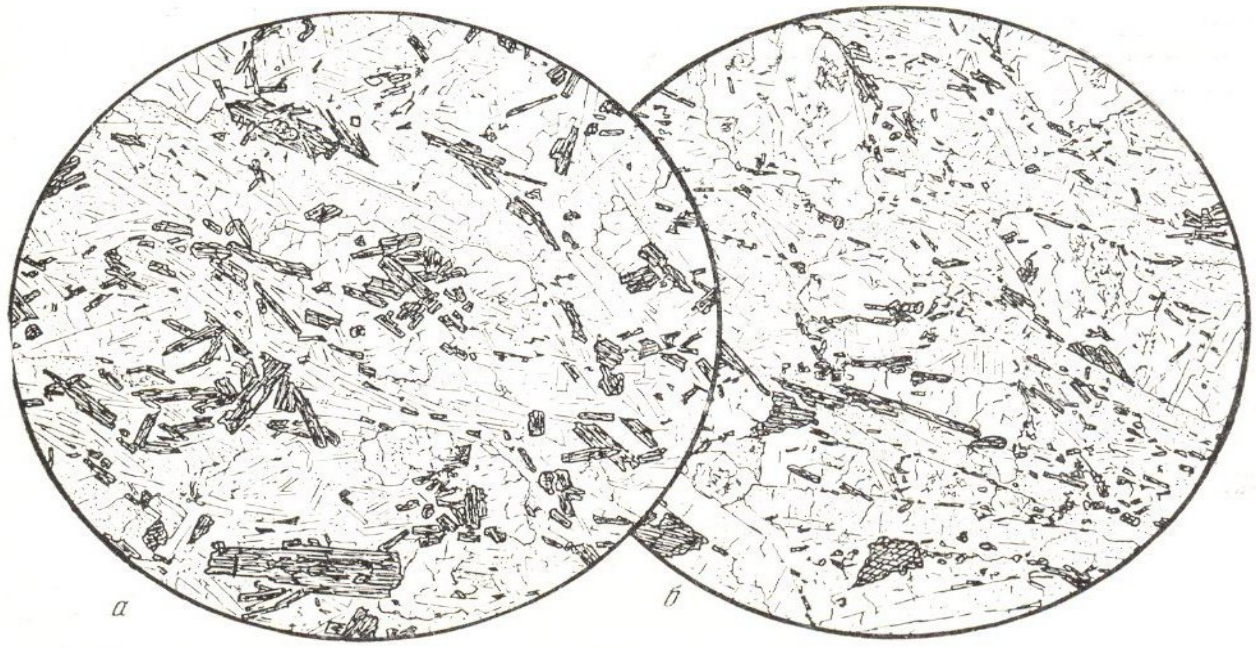
Как местная фация сиенитов нефелиновые сиениты встречены при бурении железорудной горы Благодати (Вакар и Сумин, 1946). Небольшой выход нефелиновых сиенитов в виде жил в сланцах встречен у северной оконечности Тимана на берегу Чешской губы.

На территории Европейской части СССР, кроме Севера и Урала, большую известность получили нефелиновые сиениты г. Жданова, бывшего Мариуполя (Айнберг, 1933; Лучицкий и Лебедев, 1934). Здесь нефелиновые сиениты — мариуполиты — довольно разнообразны по деталям структуры и отчасти минерального состава и сопровождаются щелочными сиенитами, нордмаркитами и щелочными гранитами. В общем здесь, также как и во многих других массивах, имеет место концентрическое расположение пород с мариуполитом в центре, щелочными сиенитами и гранитами снаружи. Обнажений, впрочем, недостаточно для полного представления о залегании. Мариуполиты — наиболее молодые горные породы, и некоторые авторы допускают значительную разницу по возрасту между ними и щелочными гранитами.

В Западной Сибири нефелиновые сиениты известны во многих местах в Кузнецком Алатау и Минусинской котловине (Рачковский, 1910, 1912). Хорошо изучены нефелиновые сиениты озера Буланкуль, где различают две разновидности: более грубозернистую, светлосерую, и более мелкозернистую, более темную; цветной минерал — щелочная роговая обманка. Далее упомянем нефелиновые сиениты горы Сайбар, где известны породы с эгирином, структура которых несколько напоминает структуру луяврита (фиг. 175), а также и роговообманковые нефелиновые сиениты. Колебания в составе и структуре довольно широки, хотя, несомненно, это одно целое. Для этих нефелиновых сиенитов было предложено сборное название — с а й б а р и т ы.

В Восточной Сибири особенную известность получили нефелиновые сиениты Ботогольского кряжа, о которых мы уже упоминали. С ними связано известное месторождение графита (Куплетский, 1926; Орешкин, 1931). Нефелиновые сиениты выходят среди метаморфических сланцев и кристаллических известняков, находясь на западной окраине гранитного массива. Преобладающая разновидность пироксеновая с гипидиоморфной, иногда трахитовидной структурой, менее развиты биотитовые нефелиновые сиениты; в контактах с боковыми породами — меланократовые сиенитовые породы. В нефелиновых сиенитах — ксенолиты мрамора, превращенного частью в волластонитовые породы. Распространены и другие образования типа скарнов и диссогенитов. Графит — как примесь в измененных нефелиновых сиенитах.

Мы уже упоминали о биотитовых нефелиновых сиенитах, известных в северном Забайкалье с р. Ципи (Половинкина, 1932); из бассейна Верхней Ангары (Молдаванцев, 1924) известен нефелиновый сиенит, содержащий в числе цветных минералов, наряду с биотитом и эгирином, также баркевикит, подобно нефелиновому сиениту с оз. Буланкуль (Минусинский район).



Фиг. 175.

а. Сайбарит. Гора Сайбар, район Минусинска, Западная Сибирь.

Меланократовая разновидность. Эгирин, щелочной амфибол, нефелин, калиевый полевой шпат и альбит. Трахитоидная текстура; $d = 3{,}8$ мм.

б. Сайбарит. Другая, более лейкократовая разновидность.

Тот же минеральный состав. Калиевый полевой шпат в тонкотаблитчатых зернах. Трахитоидная текстура более выражена; $d = 4{,}2$ мм.

На севере Сибири к западу от Алданского района эгириновый нефелиновый сиенит известен из бассейна р. Ханы. Далее упомянем о биотитово-эгириновом нефелиновом сиените с о-ва Сахалина. Он связан с щелочными сиенитами и монцонитами. На мысе Дежнева уже давно был описан «фойяит» из Ичана с амфиболом и биотитом.

Интересные месторождения нефелиновых сиенитов известны в Туркестанском хребте (Преображенский, 1911; И. К. Никитин, 1939).

На речке Тагобы-Собак нефелиновые сиениты образуют жилы в мраморизованных известняках. Здесь имеются биотитовые нефелиновые сиениты и роговообманковые, иногда с примесью карбонатов и граната. Особенно надо отметить содалитовые сиениты, о которых уже говорилось раньше.

В восточной части Туркестанского хребта встречены роговообманковые и эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты, частью с трахитоидной структурой, иногда с пойкилитовой. Встречаются здесь и канкринитовые сиениты, иногда с примесью кальцита, а также флюорита; биотитовые лейкократовые нефелиновые сиениты более редки. Из ледника Райгородского, кроме нефелиновых сиенитов, известны также ийолит и аплитовидные фельдшпатолиты — альбитит и др. (Белянкин, 1910$_3$).

Из зарубежных месторождений нефелиновых сиенитов укажем только немногие, в добавление к уже упомянутым.

Широкую известность получили породы окрестностей Осло (Норвегия), образующие изверженный комплекс к северо-северо-востоку от этого города (Брёггер, 1890_1; Барт, 1945). Нефелиновый сиенит представлен здесь лардалитом — грубозернистой породой серого цвета, тесно связанной с ларвикитом — щелочным сиенитом, уже рассмотренным раньше. Как было указано, подобно тому как и в ларвиките, полевой шпат лардалита — известьсодержащий анортоклаз в крупных кристаллах с ромбическими сечениями; нефелин иногда в крупных фенокристаллах, цветные минералы — диопсидовый пироксен, лепидомелан и иногда баркевикит; как акцессорный встречается, между прочим, оливин. Кроме ларвикитов, вместе с лардалитом в состав щелочного комплекса окрестностей Осло входят разнообразные породы, наибольшее развитие имеет нордмаркит. Серия начинается основными породами габбрового и порфиритового типа, среди которых заслуживает упоминания эссексит, и кончается кислыми породами.

Из других скандинавских месторождений нефелиновых сиенитов детально изучены нефелиновые сиениты острова Альнё (Швеция) (Хёгбом, 1895; Эккерман, 1948), где они залегают, в виде штока 3—4 км в поперечнике, в гнейсах, отделяясь от них сиенитовой каймой, и содержат включения мрамора. В контактах с мрамором образуются своеобразные карбонатовые породы с обильными силикатами, почти тождественные с описанными Брёггером (1921) породами (область Фен, около Осло), которым он приписывал изверженное происхождение. Включения мрамора в нефелиновых сиенитах мы видели и в наших примерах (Ботогол). Укажем еще на крупный шток нефелинового сиенита в гранитах, содержащих, кроме того, включения известняка, в Секукуниленд в Южной Африке. Размеры этого штока около 135 км^2. Около известняка нефелиновый сиенит переходит в ийолит.

Интересна область развития щелочных пород холмов Монтереджиан около Монреаля (Канада) (О'Нейль, 1914; Адамс, 1903). Здесь в силурийских спокойно залегающих отложениях ряд небольших штоков щелочных пород, от щелочных сиенитов и нефелиновых сиенитов до монцонитов и тералитов. Встречаются нефелиновые сиениты с баркевикитом, а также с пироксеном и биотитом и с примесями содалита, нозеана, астрофиллита и др.

Значительное сходство с этими месторождениями представляют месторождения Мадагаскара (Лакруа, 1902, 1922), где нефелиновые сиениты залегают вместе с другими щелочными породами среди юрских отложений и находятся в ассоциации с моноцитами, тералитами, берондритами. Другое известное африканское месторождение представляют нефелиновые сиениты островов Лес (Лакруа, 1911_2) западного побережья экваториальной Африки. Это эгирин-авгитовые и баркевикитовые нефелиновые сиениты с большим разнообразием акцессорных минералов (между ними виллиомит — NaF). Здесь встречены, между прочим, гаюиновые сиениты.

Нефелиновые сиениты в ассоциации с нефелиновыми монцонитами и монцонитами известны, кроме окрестностей Монреаля и Мадагаскара, также в Предаццо, Тироле (Брёггер, 1895), около Пузак (Пиренеи) и в ряде других мест.

Преимущественно пироксеновые нефелиновые сиениты в больших массах известны в Бразилии (Дебри, 1887, 1891); меньше развиты здесь слюдяные разновидности. В ряде местностей встречены нефелиновые сиениты в Северной Америке. Упомянем о месторождении трахитоидного нефелинового сиенита с эгирином, арфведсонитом и энигматитом в Техасе (Озанн, 1892). Он пересекается здесь жилами пайсанита (пэзанита).

Мы уже видели нередкое развитие содалита в нефелиновых сиенитах, приводящее в некоторых случаях к образованию содалитовых сиенитов. Такие горные породы встречаются в горах Хайвуд в Монтане (Пирсон, 1905) и на р. Коттонвуд-Крик (Меррил, 1895), также в упоминавшихся штоках в районе Монреаля, по Айс-Ривер в Британской Колумбии (Аллен, 1914) и в других местах.

Интересные анальцимовые сиениты известны в Айршире в Шотландии (Тиррель, 1928), где они связаны с анальцимовыми диабазами, как бы являясь их лейкократовой фацией. Эти породы состоят из анортоклаза с небольшим количеством плагиоклаза, титан-авгита и других щелочных цветных минералов, заключенных как бы в цементе из анальцима.

Наши наиболее интересные месторождения анальцимовых сиенитов тесно связаны с нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, входя в состав замечательного Ишимского комплекса.

Уже было упомянуто о «лейцитовых сиенитах», названных так Дж. Вильямсом (1891), из Магнет-Ков (Арканзас). Точнее, это псевдолейцитовые породы с выделениями псевдолейцита (ортоклаз + нефелин) в основной массе из ортоклаза, нефелина и меланита. Строго говоря, псевдолейцитовые нефелиновые сиениты Вильямса (аркит Вашингтона, 1900_1) по составу выходят за пределы группы фельдшпатоидных сиенитов, будучи породой довольно меланократовой. Они содержат 65—70% псевдолейцита, нефелина и ортоклаза, 14% меланита и до 20% диопсида и эгирина, примыкая таким образом к щелочным габброидам. Отметим нахождение меланита как в этой породе, так и во многих других псевдолейцитовых породах (бороланит, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты Ишима и др.). Псевдолейцитовые породы описаны и из Бразилии (Хуссак, 1890).

Строго говоря, лейцитовым сиенитом с лейцитом, а не с псевдолейцитом можно назвать только такие породы, как, например, выбросы из Соммы Везувия, состоящие из 44% санидина, 37% лейцита, 12% содалита, 3% роговой обманки, ± биотит и авгит и 4% меланита и акцессорных минералов. В интрузивных залеганиях встречаются только псевдолейцитовые породы.

У нас псевдолейцитовые породы и в том числе псевдолейцитовые сиениты были обнаружены вместе с другими разновидностями нефелиновых сиенитов в Западном Казахстане в Ишимском комплексе щелочных пород (А. Н. Заварицкий, 1936). Округлые образования псевдолейцитовых выделений в псевдолейцитовых сиенитах иногда теряют свои резкие очертания, и порода переходит в пятнистые нефелиновые сиениты. Псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты здесь представляют глубинные фации распространенных вулканических эпилейцитовых и псевдолейцитовых пород.

Очень похож на Ишимский комплекс Ыллымахский комплекс в Алданском районе (Билибин, 1947).

В Закавказье известны нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты в Памбакском хребте (Котляр, 1945). Здесь имеется сложный комплекс щелочных пород, сопровождаемый, с одной стороны, основными (пироксениты и габбро-нориты), а с другой,— кислыми породами (кварцевые монцониты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты). Фельдшпатоидные породы — как вулканические (псевдолейцитовые порфиры), так и интрузивные (нефелиновые сиениты и псевдолейцитовые сиениты). Нефелиновые сиениты главным образом гастингситовые, реже эгириновые. Они сопровождаются щелочными сиенитами и монцонитами. Псевдолейцитовые сиениты с характерной структурой обладают сравнительно небольшим распространением.

Наконец, упомянем о нефелиновых сиенитах, эгирин-авгитовых и биотит-меланитовых в Таласском Алатау в бассейне р. Каинды (Николаев, 1935), где эти породы также тесно связаны с псевдолейцитовыми горными породами.

Химический состав нефелиновых сиенитов

В табл. 29 приведены химические анализы некоторых главнейших видов нефелиновых сиенитов.

Таблица 29

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO_2	53,44	53,78	52,03	56,11	62,53	54,36	46,40	45,61	39,74
TiO_2	0,87	1,02	0,99	0,45	—	1,30	1,57	—	0,13
Al_2O_3	22,14	16,33	22,34	21,33	18,73	19,99	21,60	27,76	30,59
Fe_2O_3	2,89	6,95	1,13	1,87	3,26	2,79	4,07	3,67	0,44
FeO	1,29	3,01	1,63	1,47	0,34	2,58	4,95	0,50	2,19
MnO	0,28	0,55	0,41	0,05	0,16	0,18	—	0,15	0,03
MgO	0,72	0,62	0,67	0,55	0,08	1,72	2,75	0,19	0,60
CaO	1,36	1,70	2,09	1,72	0,54	2,96	8,44	1,73	5,75
Na_2O	9,85	10,45	8,44	8,48	11,77	8,28	6,29	16,25	13,25
K_2O	6,01	3,78	5,16	6,46	0,79	4,98	2,71	3,72	3,88
H_2O	1,05	1,80	1,79	1,50	0,68	0,22	1,25	0,42	1,00
P_2O_5	—	0,01	—	0,01	—	0,64	0,26	—	—

I — хибинит (Куплетский, 1937)
II — луяврит (среднее) (Дэли, 1933)
III — миаскит (Куплетский, 1937)
IV — фойяит (среднее) (Дэли, 1933)
V — мариуполит (Морозевич, 1901_2)
VI — лардалит (среднее) (Дэли, 1933)
VII — нефелиновый монцонит (Лакруа, 1922 т. II)[1]
VIII — уртит (среднее) (Дэли, 1933)
IX — монмутит (Адамс, 1904)

Числовые характеристики

	a	c	b	s	f'	m'	c'	n
I —	29,5	0,8	8,5	61,2	66	15	19	71
II —	22,7	7,0	6,1	64,2	46,5	18,6	34,9	75,0
III —	27,4	1,9	7,9	64,8	52	15	33	71
IV —	28,5	0,2	6,0	65,3	52,3	16,3	31,4	66,5
V —	24,9	2,1	2,1	70,9	61,2	6,5	32,3	95,6
VI —	25,5	0,6	11,0	62,9	46,3	26,5	27,2	71,7
VII —	18,8	5,8	18,6	56,8	46,3	26,7	27,0	78,2
VIII —	39,1	3,9	2,7	54,3	$n'=2,7$	13,5	83,8	85,7
IX —	38,4	3,4	8,2	50,0	33,7	13,6	52,7	83,9

Числовые характеристики химического состава нефелиновых сиенитов в соответствии с их минеральным составом обладают очень высоким парамстром a — не менее 20,0 и только у нефелинового монцонита a несколько снижается ($a = 18,8$), за счет чего увеличивается количество

[1] Лакруа дает эту породу в группе эссексита.— *Прим. ред.*

полевошпатовой извести и железисто-магнезиальных составных частей. По величине параметров c и b нефелиновые сиениты в общем близки к гранитам и щелочным, а частью и извесково-щелочным сиенитам, но в то же время в некоторых типах мы встречаемся с резким пересыщением щелочами ($c = \overline{7,0}$ у луяврита, $\overline{2,1}$ у мариуполита и $\overline{3,9}$ у уртита, причем у последнего щелочи — натр — входят даже в b ($n' = 2,7$).

В связи с значительно более высоким значением a при близких c и b к тем, что мы имеем в гранитах и сиенитах, в нефелиновых сиенитах величина s гораздо ниже, чем у гранитов и сиенитов, а отсюда вытекает высокое отрицательное значение Q; у нефелиновых сиенитов собственно Q обычно в пределах $\overline{20}$—$\overline{30}$, а в подгруппе уртита и монмутита абсолютная величина Q более $\overline{66}$.

Натровый характер мариуполита выражен в необычно высоком значении $n = 95,6$.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ГРУППЫ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

В группе гранита и отчасти сиенита мы видели весьма характерные и распространенные жильные породы — пегматиты и аплиты. Нефелиново-сиенитовые пегматиты также являются очень распространенными жильными образованиями, сопровождающими массивы нефелиновых сиенитов.

Это грубозернистые породы, состоящие из щелочного полевого шпата и нефелина, нередко с примесью содалита, а также биотита или эгирина. Они образуют жилы и шлиры в самой изверженной породе или жилы иногда линзовидные, в окружающих породах. Нефелиново-сиенитовые пегматиты, подобно гранитным пегматитам, обычно содержат разнообразные редкоземельные минералы, а также, как правило, в повышенном количестве акцессорные минералы — ильменит, апатит, циркон.

Происхождение нефелиново-сиенитовых пегматитов по существу таково же, как происхождение пегматитов гранитных, что связано с тем, что нефелиновые сиениты, как и граниты, одинаково анахиэвтектические горные породы. Нефелиново-сиенитовая магма, подобно гранитной, также богата летучими, которые на последних стадиях кристаллизации эвтектического остатка играют, как мы видели, существенную роль в образовании пегматитов. Этим объясняется сходство процессов образования пегматитов, связанных как с теми, так и с другими породами, и сходство возникающих при этом геологических отношений.

Как гранитные пегматиты близки к материнским гранитам, так и нефелиново-сиенитовые пегматиты близки к материнским нефелиновым сиенитам. В то же время различие в составе гранитной и нефелиново-сиенитовой магмы отражается и в различии состава пегматизирующих растворов.

Очень наглядно это выражается в тех районах, где имеются и гранитные и нефелиново-сиенитовые пегматиты и где те и другие находятся в генетической связи между собою. Характерные для пегматитов редкие минералы образуют разные ассоциации в разных типах пегматитов. Так, например, в пегматитовом районе Осло, гранитные пегматиты содержат особенно характерные для них колумбаты, танталаты и фосфаты, а нефелиново-сиенитовые (и сиенитовые) — цирконовые минералы и фтор- и борсодержащие виды минералов. В другом случае для гранитных пегматитов характерны, кроме колумбатов и танталатов, топаз, берилл и нередко гранит, а для нефелиново-сиенитовых пегматитов — эшинит, ортит, а также содалит, ильменит и кальцит в миаролитовых пустотах.

Мы не будем останавливаться на других подобных примерах, представляющих интерес больше для минералогов, чем для петрографов.

Нефелиново-сиенитовые пегматиты в контакте с чуждыми им по составу, богатыми кремнекислотой горными породами, например гранитами и гнейсами, переходят в сиенитовые пегматиты без нефелина, подобно тому как гранитные пегматиты в контакте с недосыщенными кремнеземом или не содержащими его горными породами дают начало диссогенитам.

Хороший пример представляют жилы миаскитовых пегматитов в гнейсо-гранитах Ильменских гор По бокам этих жил появляются каймы сиенитового пегматита, и нередко миаскитовый пегматит переходит в сиенитовый и по простиранию, так что миаскитовый пегматит остается только в виде линзообразных ядер в сиенитовом пегматите, а иногда исчезают и эти ядра.

Подобно гранитным пегматитам, нефелиново-сиенитовые пегматиты вслед за главной фазой своего образования подвергаются дальнейшим автометаморфическим изменениям, при которых первичные минералы пегматита (микроклин, нефелин) метасоматически замещаются другими минералами: альбитом, эгирином, эвдиалитом и т. п. Таким образом, на месте пегматитов возникают разнообразные пневматолиты, подобно тому как это бывает в гранитных пегматитах. Большое разнообразие таких образований известно в наших северных массивах нефелиновых сиенитов.

Горные породы нефелиново-сиенитового состава, которые можно было бы строго параллелизовать с аплитами, редки (фойяитовые аплиты, нефелиновые аплиты и т. п.). Например, в миаскитах Ильменских гор встречается большое число пегматитовых шлиров и жил, но только в исключительных случаях удается найти тонкие аплитовидные жилы, залегающие обыкновенно поперек кристаллизационной слоистости вмещающих пород. В массивах нефелиновых сиенитов иногда роль аплитовых жил гранитов выполняют альбититы или бостониты, описанные выше при рассмотрении сиенитовых пород. Иногда мелкозернистые аплитовидные нефелиново-сиенитовые породы появляются в тесной связи с нефелиново-сиенитовыми пегматитами. Эти отношения также подобны тем, что мы видели в гранитных пегматитах.

Нефелиново-сиенитовые аплиты — лейкократовые породы с аплитовой, бостонитовой или сахаровидной структурой, иногда с редкими фенокристаллами полевого шпата, имеющие почти состав материнской породы, и с небольшой примесью цветных минералов, таких же, как в этой породе: содалит, нозеан могут встречаться как случайные. Жилы таких пород были впервые описаны (Розенбуш, 1897) из Бразилии (Кабо-Фрио); нефелиново-сиенитовые аплиты с гаюином указываются с Тасмании (Твелвтриз и Петтерд, 1898, 1899). К жильным породам группы нефелинового сиенита принадлежат также итсиндриты, описанные с Мадагаскара (Лакруа, 1922); они состоят из микроклина и нефелина, образующих микропегматитовые прорастания, и цветных минералов: иголок эгирина, табличек биотита и кристалликов магнетита; количество цветных минералов может достигать 20—25%.

Весьма характерными жильными породами нефелиново-сиенитовой группы являются тингуаиты (фиг. 176). Это плотные или тонкозернистые породы, иногда порфировидные, существенно состоящие из коротких призмочек полевого шпата, из нефелина и довольно значительного количества иголочек эгирина; иногда присутствуют щелочной амфибол и (или) биотит. В порфировых выделениях встречаются как бесцветные,

так иногда и цветные минералы. Значительное количество эгирина сообщает тингуаитам их характерную зеленоватую окраску в кусках.

Тингуаиты переходами связаны с не содержащими нефелина сельвсбергитами, а от последних можно перейти к содержащим кварц грорудитам. Таким образом Брёггер (1894_2) выделяет ряд жильных пород грорудит — сельвсбергит — тингуаит, сопровождающих щелочные породы.

Среди тингуаитов различают собственно тингуаиты, биотитовые тингуаиты, лейцитовые и псевдолейцитовые тингуаиты, содалитовые и анальцимовые тингуаиты.

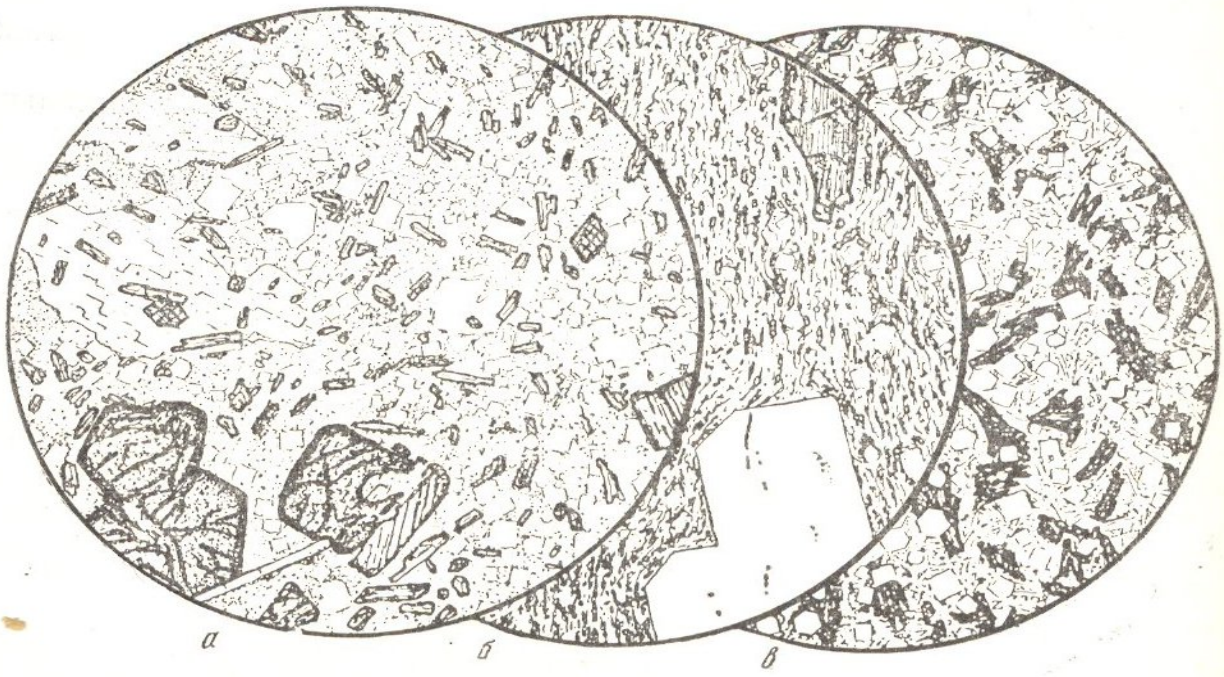
Тингуаиты почти идентичны с жильными фонолитами, и нужно сказать, что те жильные породы из гор Тингуа около Рио-де-Жанейро, которым Розенбуш (1887) дал название тингуаитов, встречаются там не только в виде жил, но и в форме экструзий. Типичная микроструктура тингуаитов — микрозернистая из лейсточек или зернышек щелочного полевого шпата, перемешанного с зернышками нефелина. Эгирин в игольчатых кристалликах располагается обычно без определенной ориентировки. Амфибол (катафорит, арфведсонит, реже рибекит) встречается иногда как акцессорный. Биотит сопровождает эгирин в некоторых тингуаитах Альнё и окрестностей Осло (Брёггер, 1890_1); относительно богатые биотитом тингуаиты известны из штата Массачузетс (Икль, 1898).

Вообще тингуаиты встречаются во многих районах развития щелочных горных пород; кроме упомянутых местностей, назовем еще Серра-де-Мончики (Хакман, 1897), штат Арканзас (Дж. Вильямс, 1891), Апачские горы в Техасе (Озанн, 1895), район щелочных пород Монтаны (Вид и Пирсон, 1896_1), Дакоты (Пирсон, 1894), область Монреаля (Адамс, 1903; О'Нейль, 1914). Тингуаиты сопровождают дитроиты Дитро, фонолитовые штоки Чешских Средних гор (Гибш, 1910), встречаются в Катценбуккеле (Озанн, 1903), известны на Мадагаскаре (Лакруа, 1922), на о-ве Лос (Лакруа, 1918), Тасмании и др. В нашей стране жилы тингуаитов известны в Хибинах (Куплетский, 1936_1, 1937), где они простираются в северо-восточном направлении и круто падают. Эти светло-зеленые породы содержат небольшие таблитчатые фенокристаллы анортоклаза, реже нефелина. Тингуаиты с вкрапленниками биотита известны около Имандры. Близкие к тингуаитам жильные породы встречены около Красноярска. Тингуаиты найдены также в щелочном массиве Сайбор, к востоку от Абакана (Рачковский, 1910, 1912).

Особую подгруппу тингуаитов составляют лейцитовые и псевдолейцитовые тингуаиты. В псевдолейцитовых тингуаитах псевдолейциты встречаются в виде порфировых выделений, часто очень крупных: в Беемервилле в Нью-Джерси встречались такие выделения, достигающие 15 см в поперечнике. Псевдолейцитовый тингуаит был впервые подробно описан в горах Сиерра-Тингуа в Бразилии (Хуссак, 1890), затем из ряда других месторождений: Арканзаса, Монтаны в США, Гренландии, Аляски и др. Из наших месторождений упомянем псевдолейцитовый тингуаит Алданского района (Билибин, 1947). Это была первая псевдолейцитовая порода, найденная в нашей стране.

Анальцимовые тингуаиты содержат анальцим вместо нефелина. К ним близки *херониты* с берега Верхнего озера в Канаде (Колеман, 1899).

Асхистовыми жильными породами, отвечающими нефелиновым сиенитам, являются *нефелиново-сиенитовые* (или элеолитово-сиенитовые) *порфиры* (фиг. 177*а*). У них основная масса состоит из

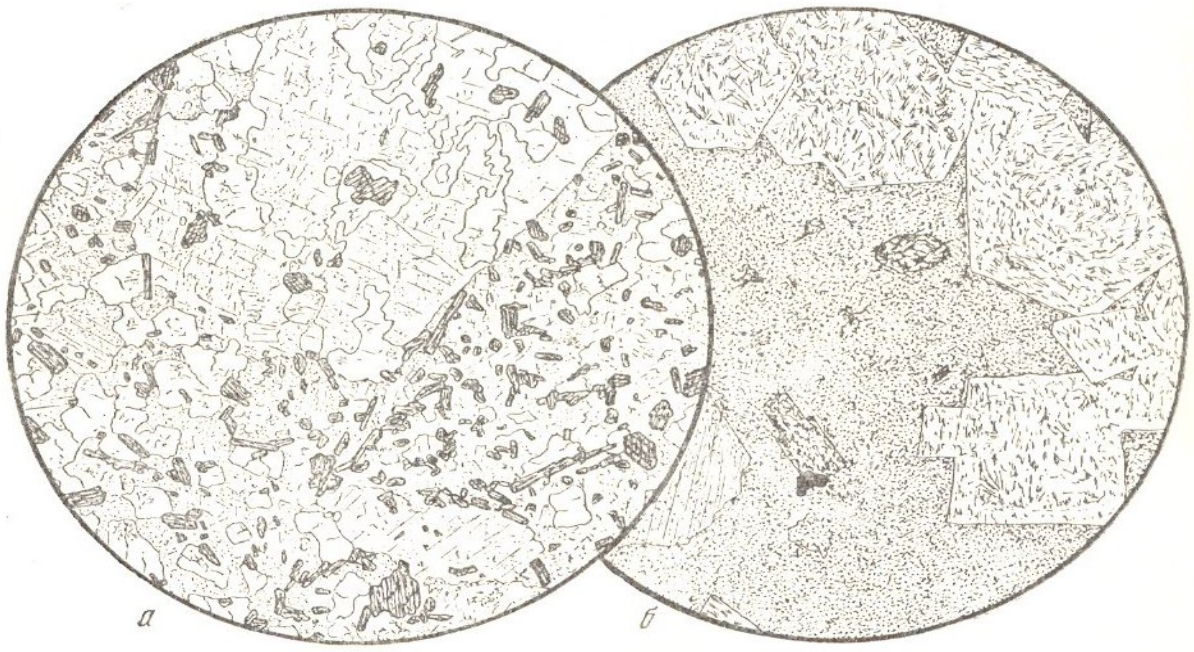


Фиг. 176. Тингуаиты.

а. Хот-Спрингс, Арканзас, США. Эгирин-авгит, помутневший калиевый полевой шпат, нефелин, немного анальцима (слева) и акцессорные меланит и апатит (внизу); $d = 2{,}5$ мм.

б. Порт-Сигнит. Тасмания. Во вкрапленниках сандин и эгирин-авгит. Трахитовая основная масса из санидина, нефелина и эгирин-авгита; $d = 2{,}5$ мм.

в. Новый Южный Уэльс, Австралия. Нефелин, эгирин и тонкие микролиты санидина. В промежутках немного стекла; $d = 2{,}5$ мм. Все рисунки по Харкеру, 1935.



Фиг. 177.

а. Нефелиновый сиенит-порфир. Бердяуш, Урал.

Вверху крупное выделение калиевого полевого шпата с вростками нефелина и гастингсита. Мелкозернистая основная масса состоит из этих же минералов. Типичная порфировидная структура; d=3,7 мм.

б. Либенеритовый порфир. Вьецена около Предаццо, Тироль.

Крупные псевдоморфозы по нефелину из либенерита. Кроме них во вкрапленниках разложенный цветной минерал и калиевый полевой шпат (внизу слева). Мелкокристаллическая основная масса сильно разложена; $d = 3{,}7$ мм.

гипидиоморфнозернистой смеси щелочного полевого шпата и нефелина с небольшим количеством цветных минералов. При увеличении содержания последних (главным образом эгирина) получаются переходы в тингуаитовые порфиры. К числу нефелиновых порфиров относится и нефелиновый ромбен-порфир из Южной Норвегии (Брёггер, $1890_{1,2}$), залегающий жилами в ларвиките. Из района щелочных пород Предаццо (Тироль) известны также относящиеся сюда либенеритовые порфиры (фиг. 177*б*). В либенеритовом порфире нефелин в фенокристаллах и основной массе превращен в псевдоморфозы бесцветной слюды. Нефелиново-сиенитовые порфиры встречаются у нас, например, на Кольском полуострове, там же, где тингуаиты.

В области тирольских монцонитов встречены также жильные порфировые породы, отвечающие по составу нефелиновым монцонитам и содержащие, кроме калиевого полевого шпата и нефелина, также и лабрадор. К числу подобных пород относится аллохетит (Дёльтер, 1902), состоящий из 20% лабрадора, примерно по 30% ортоклаза и нефелина и около 15—20% авгита (титанистого) с примесью роговой обманки и акцессорных минералов. Жильная порода с р. Береш в Ачинском районе (Западная Сибирь), первоначально названная «ийолит-порфиром» и затем получившая название берешита (Эрдмансдёрфер, 1928), должна быть отнесена к этим же нефелиново-монцонитовым породам. Она состоит из плагиоклаза около № 40 (26%), ортоклаза (15%), нефелина (26%), анальцима и других цеолитов (18%), титанистого авгита с оболочкой из эгирин-авгита (9%) и акцессорных минералов (6%). Структура порфировая с выделениями призм макроскопически красноватого нефелина до 5 см величиной и меньшего количества пироксеновых призм в тонкозернистой бурой массе. Последние исследования, однако, показали, что распространена и несколько другая разновидность берешита, в которой калиевого полевого шпата уже совсем мало, а количество пироксена достигает 25—30%. Такую разновидность уже можно относить к лейкократовым тералит-порфиритам (см. ниже, фиг. 192).

К порфировым аналогам уртитов приближается по составу суссексит — порода с крупными фенокристаллами нефелина в темной основной массе, отвечающей обогащенному нефелином и эгирином тингуаиту. Эта порода встречена как краевая фация нефелинового сиенита в Суссексе (Бемервилл, Нью-Джерси) (Кемп, 1892), но близкая к ней порода мунъонжит из Австралии находится в виде жил (Дэвид и др., 1901). Суссексит по составу представляет как бы дальнейшее звено в грорудит-тингуанитовом ряде Брёггера.

Химический состав жильных пород группы нефелиновых сиенитов

В табл. 30 приведены химические анализы некоторых жильных пород нефелиново-сиенитовой группы.

Уже с первого взгляда видно полное сходство химического состава этих жильных пород с составами различных нефелиновых сиенитов. Аплитовый характер первой из приведенных жильных пород выражается в низком *b* и относительно низком *a*, за счет чего повышается *s*. Лейцитовый тингуаит характеризуется пониженным *n*, а промежуточное положение состава суссексита между собственно нефелиновыми сиенитами и уртитами отражено в высоком *a* и низком *s*. Берешит выделяется повышенным содержанием *c*, что указывает на сходство с нефелиновыми монцонитами и лейкократовыми тералитами.

Таблица 30

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO_2	54,92	55,02	53,10	52,91	56,04	45,18	47,25
TiO_2	0,43	0,36	—	—	0,65	—	0.56
Al_2O_3	20,81	20,42	19,07	19,49	21,50	23,31	23,66
Fe_2O_3	1,28	3,06	5,57	4,78	1,06	6,11	4,79
FeO	1,36	1,82	—	2,05	3,28	—	3,28
MnO	—	0,22	—	0,44	—	—	0,20
MgO	0,37	0,59	0,17	0,29	1,12	1,45	0,80
CaO	0,95	1,67	1,33	2,47	2,42	4,62	4,30
Na_2O	8,95	8,63	9,41	7,13	8,39	11,17	8,94
K_2O	7,26	5,38	6,84	7,88	5,03	5,95	2,60
H_2O	1,34	2,77	3,98	1,19	0,67	1,14	4,18
P_2O_5	Следы	0,06	Не опр.	Следы	—	—	—

I — нефелиновый аплит (Трёгер, 1935)
II — тингуаит (среднее) (Дэли, 1933)
III — тингуаит из Сиерра-де-Тингуа (Розенбуш, 1898)
IV — лейцитовый тингуаит Магнет-Ков (Дж. Вильямс, 1891)
V — нефелиновый ромбен-порфир (Брёггер, 1898)
VI — суссексит (Кемп, 1892)
VII — берешит (Эрдмансдёрфер, 1928)

Числовые характеристики

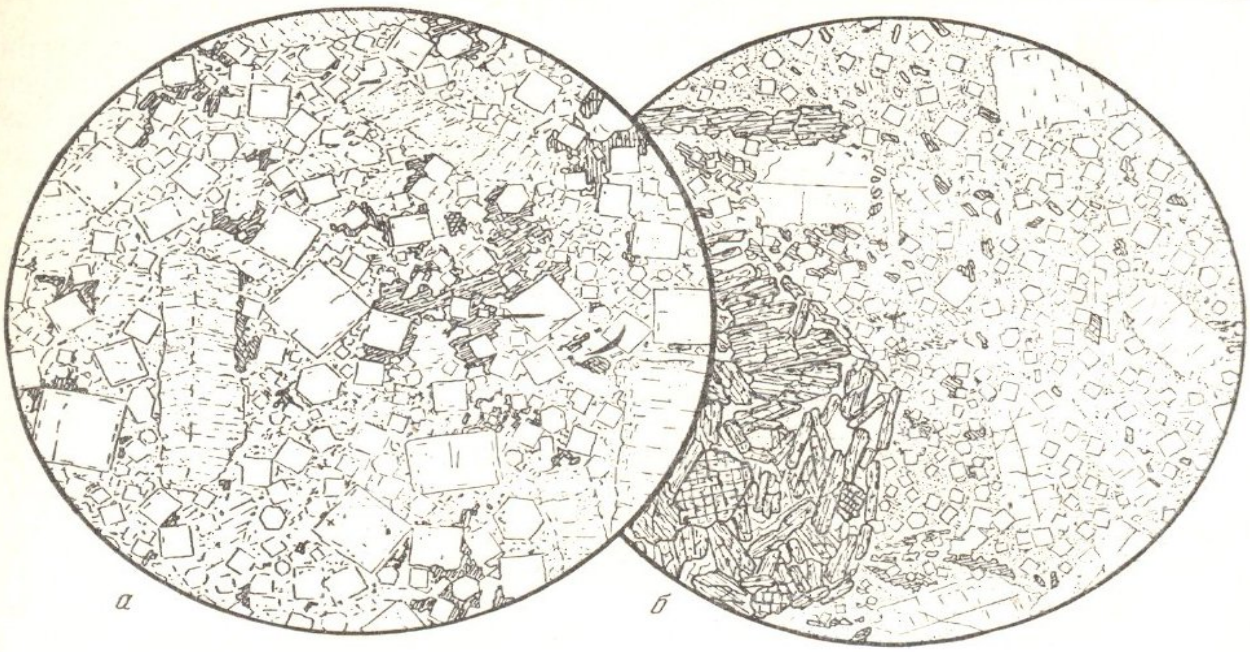
	a	*c*	*b*	*s*	*f′*	*m′*	*c′*	*n*
I —	29,4	2,6	1,9	66,1	*n′* = 3,7	33,3	63,0	61,5
II —	27,5	0,3	7,5	64,7	61,7	14,0	24,3	70,9
III —	27,4	5,1	2,4	65,1	*n′* = 12,5	12,5	75,0	61,5
IV —	27,1	1,1	9,2	62,6	60,5	5,4	34,1	56,0
V —	26,1	2,0	7,1	64,8	58,8	27,5	13,7	71,8
VI —	32,5	2,2	11,7	53,6	28,5	22,0	49,5	72,4
VII —	25,6	4,5	10,8	59,1	74,7	13,7	11,6	83,7

ФОНОЛИТЫ И ЛЕЙЦИТОФИРЫ

Вулканическими породами, отвечающими по составу нефелиновым сиенитам, являются фонолиты. Название «фонолит» (т. е. «звонкий камень») было дано некоторым представителям этих пород по случайному внешнему признаку — звонкому звуку при разбивании плиток отдельности. Оно было предложено более 120 лет тому назад и вошло в употребление раньше, чем было установлено в этих породах присутствие нефелина, а о присутствии последнего в основной массе фонолитов узнали по характерному образованию студенистой кремнекислоты при обработке кислотой раньше, чем этот минерал был обнаружен микроскопически.

Фонолиты, естественно, по составу примыкают к щелочным трахитам и к соответственным порфирам, от которых они отличаются существенным содержанием фельдшпатидов. В зависимости от характера преобладающего фельдшпатида, а также по другим особенностям минерального состава и микроструктуры, среди фонолитовых пород различают три типа, среди которых еще выделяют некоторые разновидности.

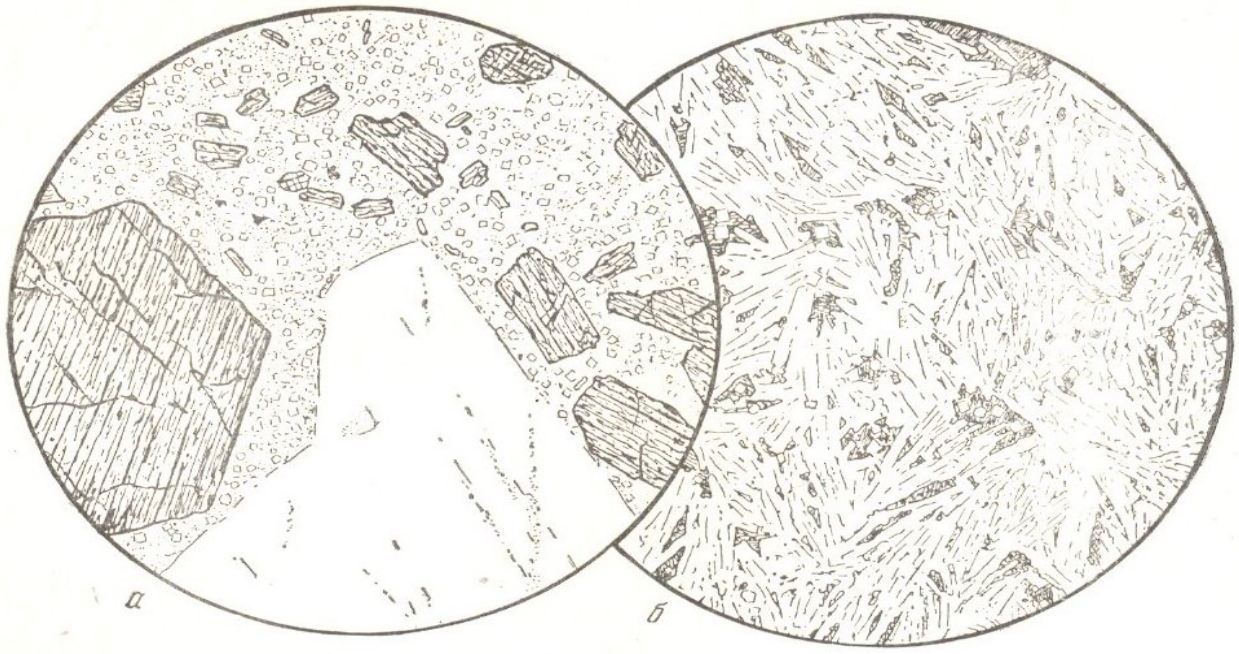
А. Фонолиты нефелиновые (фонолиты в собственном смысле или просто фонолиты) представляют эвпорфировые или микропорфи-



Фиг. 178. Фонолиты нефелинитоидные. Брюкс, Чехия.

а. Типичная фонолитовая (нефелинитовая) структура. Короткостолбчатые кристаллы нефелина, санидин и щелочной амфибол в резко ксеноморфных зернах; $d = 1{,}5$ мм. По Рейнишу, 1920.

б. Крупные порфировые вкрапленники амфибола превращены при магматических реакциях в агрегат зеленого эгирина (слева внизу); в более мелких вкрапленниках санидин. Нефелинитоидная основная масса; $d = 2{,}5$ мм. По Харкеру, 1935.



Фиг. 179.

а. Фонолит нефелинитоидный. Блэк-Хиллс, Южная Дакота, США.

В фенокристаллах натровый санидин и эгирин. Нефелинитоидная основная масса из нефелина и санидина; $d = 2{,}5$ мм. По Харкеру, 1935.

в. Фонолит трахитоидный. Данидин, Новая Зеландия.

Состоит главным образом из таблитчатых микролитов санидина, в промежутках между которыми находятся нефелин и эгирин; $d = 2{,}5$ мм. По Харкеру, 1935.

ровые, иногда афировые породы. Порфировые разновидности характеризуются содержанием порфировых выделений щелочного полевого шпата (санидина, натрового санидина, который иногда бывает слабо зональным, анортоклаза) и нефелина. К ним присоединяются иногда выделения гаюина, нозеана, содалита. Из цветных минералов в фенокристаллах присутствуют в относительно небольшом количестве диопсид, иногда титанистый авгит, эгирин-авгит и эгирин, а также щелочные амфиболы; из акцессорных минералов встречаются относительно крупные кристаллы титанита, а в некоторых редких разновидностях — оливина и меланита. Пироксен в выделениях нередко зональный: диопсид или фиолетовый авгит, изредка акмит в ядре, и эгирин-авгит или эгирин на периферии. Амфибол присутствует только в фенокристаллах, чаще всего это баркевикит, реже катафорит, арфведсонит или рибекит. Часто снаружи амфибол диссоциирован с образованием каемочек из пироксена и магнетита. Биотит в фонолитах редок.

Основная масса фонолитов макроскопически плотная и чаще всего зеленовато- или буровато-серая с жирноватым блеском, реже серая или серовато-белая матовая. Она состоит, как показывает микроскоп, главным образом из щелочного полевого шпата и нефелина с примесью небольшого количества цветного минерала, главным образом пироксена и акцессорных минералов.

По количественному отношению и формам проявления главных составных частей основной массы, полевого шпата и нефелина различают две разновидности фонолитов; нефелинитоидные (фиг. 178, 179*а*), когда в основной массе преобладают идиоморфные разрезы нефелина в виде коротких прямоугольников и шестиугольников, и трахитоидные (фиг. 179*б*), в основной массе которых преобладает щелочной полевой шпат, образующий идиоморфные и обычно флюидально расположенные лейсты, так что структура имеет вид трахитовой. Эти структурные разновидности связаны переходами, и нередко в одной общей массе фонолита в разных ее частях встречается то та, то другая структура. Иногда фонолит с трахитоидной структурой слагает более глубокие части куполов или покровов, а разновидность с нефелинитоидной структурой — их поверхностные части, иногда бывает наоборот.

Присутствие нефелина, особенно при трахитоидной структуре основной массы, во многих случаях можно установить под микроскопом с большим трудом, и для этого приходится прибегать к микрохимическим пробам. Стекло в основной массе фонолитов встречается редко и в небольшом количестве, однако известны и чисто стекловатые разновидности (фонолитовые стекла), образующие поверхностную корку фонолитовых лав.

Из особых разновидностей нефелиновых фонолитов упомянем апачит серый, при выветривании красноватый, из Апачских гор в Техасе (Озанн, 1895). В нем крупные фенокристаллы санидина и более мелкие нефелина, довольно много цветных минералов, из которых характерно большое количество энигматита и роговой обманки. В обычных фонолитах роговая обманка встречается очень редко. Упомянутый выше кенниит (Грегори, 1900; В. К. Смит, 1950) представляет собой, возможно, фонолит со стекловатой основной массой, имеющей щелочной состав фонолита и содержащей микролиты только полевого шпата; небольшая примесь эгирина. В фенокристаллах анортоклаз и иногда оливин.

Другие фонолиты получили название по присутствию более редких фельдшпатидов в выделениях: нозеановые фонолиты (фиг. 180*б*), содалитовые, гаюиновые и анальцимовые.

Б. Фонолиты лейцитовые (фиг. 180*а*) характеризуются содержанием порфировых выделений санидина и лейцита, фенокристаллы нефелина отсутствуют, из цветных минералов в выделениях бывают пироксен (щелочной) и биотит, а также гаюин, изредка лабрадор, иногда титанит. В некоторых разновидностях лейцит в выделениях отсутствует и содержится только в основной массе.

Основная масса макроскопически плотная, светлая или темносерая с трахитовидным изломом, под микроскопом представляется полнокристаллическим агрегатом санидина, лейцита, авгита и магнетита, иногда также с примесью плагиоклаза; в некоторых случаях основная масса содержит в небольшом количестве стекло. Некоторые авторы называют лейцитовыми фонолитами только горные породы, содержащие нефелин. Для пород с лейцитом, но не содержащих нефелина, применяется название «лейцитовый трахит».

Лейцит, как известно, является минералом малоустойчивым, в неизмененном виде он сохраняется только в кайнотипных фонолитах. В палеотипных породах (лейцитовых фонолитовых порфирах) лейцит превращен либо в псевдолейцит (смесь нефелина и ортоклаза), или, что особенно типично, в эпилейцит, т. е. в псевдоморфозы по лейциту из ортоклаза и мусковита. Когда лейцит образует крупные фенокристаллы (эпилейцитовые порфиры), эти псевдоморфозы легко распознаются, но в основной массе не всегда легко узнать о бывшем присутствии лейцита, превращенного в комочки из мелких зернышек ортоклаза и чешуек бесцветной слюды.

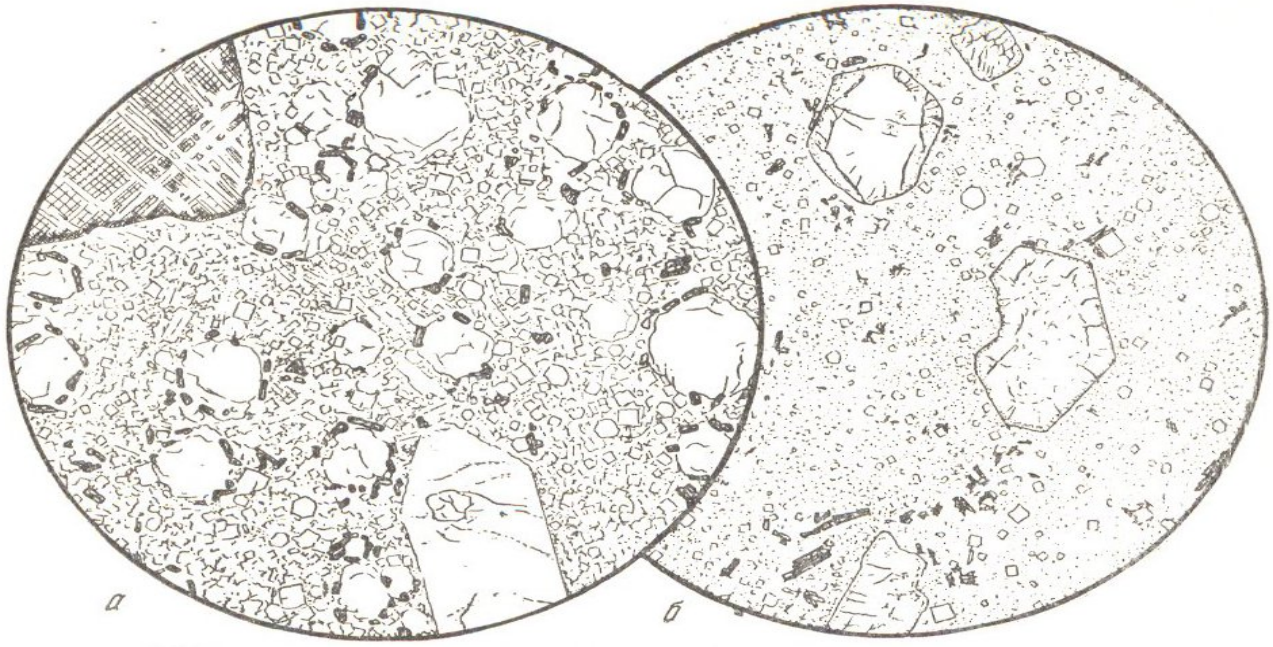
В. Лейцитофиры (фиг. 181) отличаются от лейцитовых фонолитов решительным преобладанием лейцита над санидином. Они также содержат гаюин и нозеан или тот и другой минерал и нередко меланит. Породы эти обладают порфировой структурой, причем в выделениях встречается главным образом лейцит, а также могут быть и указанные минералы и иногда анальцим (образующий псевдоморфозы по лейциту), эгирин-авгит и биотит. Основная масса зеленоватая, серая или желтовато-бурая, большей частью тонкозернистая, состоящая главным образом из санидина, лейцита и нефелина.

Некоторые авторы принимают термин «лейцитофир» как сборное название для обозначения эффузивных горных пород с многочисленными лейцитовыми фенокристаллами.

Помимо трех рассмотренных типов и указанных разновидностей фонолитовых пород, имеются и другие, представляющие переходные разновидности как между указанными типами, с одной стороны, так и между фонолитами и щелочными трахитами, а также фонолитами и трахибазальтами или тефритами — с другой.

В этом отношении заслуживают упоминания некоторые разновидности итальянских лейцитовых пород (Вашингтон, 1906), содержащих плагиоклаз (лабрадор); таков витербит, содержащий в пепельно-серной массе обильные фенокристаллы лейцита от 2 до 15 мм величиной (местное название породы «рыбий глаз»), реже — выделения лабрадора и авгита. В основной массе под микроскопом лейцит, санидин, лабрадор, диопсидовый авгит и стекло; лабрадора в этой породе 10—15%; более богат плагиоклазом викоит, где количество лабрадора достигает 20—25%. В близком к викоиту таволатите присутствуют выделения гаюина.

При разложении фонолитов полевые шпаты и фельдшпатиды, особенно нефелин, очень часто переходят в цеолиты, а далее в глинистое вещество. Цеолитизация сильнее проявляется в нефелиновых, чем в



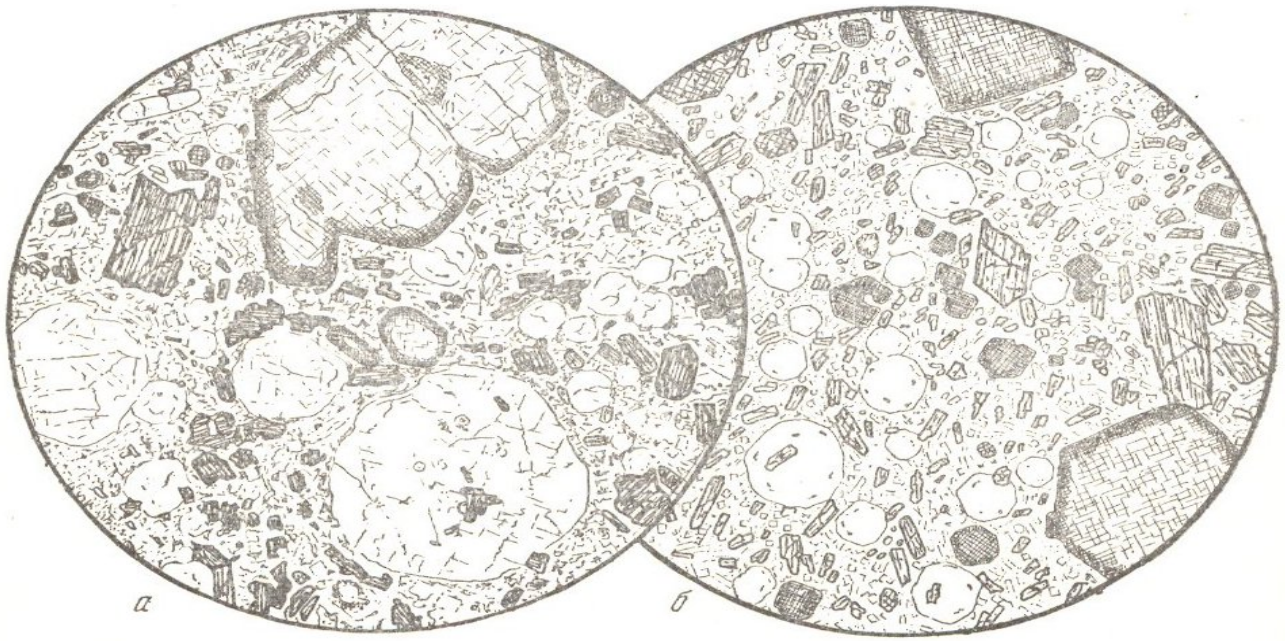
Фиг. 180.

а. Лейцитовый фонолит. Ольбрюк, Лаахерское озеро, Германия.

Фенокристаллах лейцит, санидин (внизу) и гаюин (вверху слева). Основная масса состоит из нефелина, лейцита и санидина. Немного иголочек эгирина, нарастающих на вкрапленники лейцита; $d = 2{,}0$ мм. По Рейнишу, 1920.

б. Нозеановый фонолит. Район Лаахерского озера, Германия.

Фенокристаллы — бесцветный, слегка голубоватый по краям нозеан. Основная масса скрытокристаллическая. Выделяются лишь более крупные зернышки нефелина и иголочки эгирина; $d = 3{,}7$ мм.



Фиг. 181. Лейцитофир. Бюрберг около Ридена, Эйфель, Германия.

Фенокристаллы лейцита, гаюина с характерной темной каемкой и эгирина-авгита. Основная масса состоит главным образом из нефелина, лейцита и санидина. Оцелляровая структура; $l = 2{,}4$ мм (*а*, по Рейнишу, 1920) и 2,5 мм (*б*, по Харкеру, 1935).

лейцитовых фонолитах. Другие составные части подвергаются тем же изменениям, как в трахитовых породах.

Формы залегания фонолитов: купола, реже потоки и покровы, а также жилы. Очень распространенной является тонкоплитчатая отдельность, реже встречается призматически-столбчатая. Фонолиты встречаются совместно с такими горными породами, как щелочные трахиты, трахибазальты, тефриты и т. д., а также с нормальными базальтами.

Фонолиты — породы редкие. По Дэли, среди эффузивных горных пород они составляют менее 0,1%. Кроме того, благодаря легкому разложению нефелина, они легко изменяются и не сохраняют своего минерального состава в некоторых палеотипных разновидностях. Эти обстоятельства привели к тому, что долгое время древние представители этих пород не были известны, и еще в 1908 г. Дженсен выдвигал «обобщение», согласно которому такие породы вообще появляются только в кайнозое. Однако с тех пор обнаружено много случаев нахождения фонолитовых пород и среди древних палеозойских образований.

Фонолиты встречаются в щелочных провинциях. Они известны на внутренних островах Тихого океана — Таити, Самоа (Лакруа, 1910) и особенно на островах Атлантического океана — Азорских, Канарских, Зеленого Мыса, на о-ве св. Елены (Эзенвейн, 1929; Дэли, 1927), в Индийском океане — на о-ве Кергуэлен. Далее, надо упомянуть о вулканах Восточной Африки — область Великого Грабена, вулканы Бирунга (В. К. Смит, 1931), в Камеруне, в Северной Африке и др. Ряд месторождений фонолитов известен в Северной Америке. Наиболее известными являются месторождения в Калорадо — Крипль-Крик (Линдгрен и Рансом, 1906), в Дакоте — Блэк-Хиллс (Пирсон, 1894), а Техасе — Апачские горы (Озанн, 1895). Встречаются фонолиты и в Новой Зеландии (Маршалл, 1906). В последнем районе и в Крипль-Крик фонолиты содержат также фенокристаллы плагиоклаза, и их называют андезитовыми фонолитами или латитовыми фонолитами. Интересны встреченные в жилах фонолиты севера Сибири в ассоциации с ультраосновными и частью щелочными габброидными породами, находящимися в связи и одновременными с формацией сибирских траппов. В этом месторождении имеются прекрасные образцы как трахитоидных, так и нефелинитоидных фонолитов.

К числу нозеановых фонолитов можно отнести своеобразный таймырит с Таймыра (Хрущев, 1894); его также причисляют к нозеановым трахитам. Это светлая зернистая порода существенно из ксеноморфного нозеана и анортоклаза с примесью амфибола, биотита, меланита, акцессорных минералов и небольшого количества стекла.

Получили известность древние каменноугольные фонолиты из Бразилии (Дерби, 1891) и Шотландии (Хач, 1892).

На материке Европы характерно нахождение фонолитов, нефелиновых и отчасти лейцитовых в форландах Альпийских гор. Фонолиты известны в Центральном Плато Франции — в Оверни (Гланжо, 1909), в ряде мест Северо-Рейнской вулканической дуги — Эйфель, Вестервальд, Рэн, Хильдбург, в Южно-Рейнской вулканической дуге — Кайзерштуль, Хегау, Чешско-Силезской дуге — Чешские Средние горы (Г. Юнг, 1927). Нефелиновые фонолиты известны в Сардинии (Вашингтон, 1915).

Лейцитовые породы и в том числе лейцитовые фонолиты и лейцитофиры особенно характерны для специальных геологических условий, именно областей опускания на внутренней стороне дугообразных горных сооружений. В таких условиях встречаются наиболее известные лейцитовые породы итальянской провинции, а также на Целебесе (Иддингс и

Морей, 1915) и в других местах. Лейцитовые фонолитовые породы Италии распространены главным образом в средней части этой страны, к северу от Рима в Чиминских горах и в Рокка-Монфина (Вашингтон, 1906).

В нашей стране замечательное месторождение древних лейцитовых пород (фонолитов и лейцитофиров) палеозойского возраста находится в Западном Казахстане на р. Ишиме (А. Н. Заварицкий, 1936). Эта горная порода здесь изменена в типичный эпилейцитовый порфир и частью метаморфизована, причем лейцит, превращаясь в смесь мусковита, ортоклаза и других метаморфических минералов (скаполит, светлый биотит), иногда утрачивает свои очертания. В эпилейцитовых и псевдолейцитовых породах в других случаях заключаются прекрасные псевдоморфозы по лейциту до 1—2 см в поперечнике в темносерой плотной основной массе. Породы эти сопровождаются, с одной стороны, слоистыми обломочными туфами того же состава, почему их эффузивное происхождение несомненно, с другой — щелочными трахитами. Кроме того, в эти экструзивные и пирокластические образования интрудировали нефелиновые сиениты, частью псеводолейцитовые и другие щелочные породы.

Очень похожий комплекс щелочных пород имеется в Алданском районе. Хотя здесь описавший их Ю. А. Билибин (1947) склоняется считать тела эпилейцитовых порфиров лакколитами, но с одинаковым правом можно видеть в них и купола. В пользу этого говорит удивительное сходство их комплекса с Ишимским месторождением.

Наконец, очень похожие эпилейцитовые и псевдолейцитовые породы известны в Закавказье, в Памбакских горах (Котляр, 1945), где они сопровождают нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, уже упоминавшиеся раньше.

К. Д. Хрущев (1891) давно указал на нахождение лейцитофира в образцах пород с Подкаменной Тунгуски. Хотя это указание и не подтвердилось последующими наблюдениями, но если принять во внимание нахождение других щелочных пород на севере Сибири и псевдолейцитовых пород на Алдане, это указание не кажется совсем неправдоподобным.

Химический состав фонолитовых пород

Мы приведем несколько химических составов, частью средних, горных пород рассматриваемой группы (табл. 31).

Таблица 31

	I	II	III	IV	V
SiO_2	57,45	54,89	49,83	53,10	56,19
TiO_2	0,41	—	0,71	0,44	0,65
Al_2O_3	20,60	21,28	19,00	20,21	20,75
Fe_2O_3	2,35	3,04	3,17	2,57	1,71
FeO	1,03	1,49	3,59	2,12	2,19
MnO	0,13	0,01	0,17	0,12	—
MgO	0,30	0,66	1,79	0,47	1,14
CaO	1,50	2,31	5,69	2,51	3,53
Na_2O	8,84	5,62	7,19	4,61	2,86
K_2O	5,23	8,39	6,15	11,30	10,47
H_2O	2,04	2,31	1,93	0,96	1,06
P_2O_5	0,12	—	0,78		0,24

I — фонолит (среднее) (Дэли, 1933)
II — лейцитовый фонолит (среднее) (Дэли, 1933)
III — лейцитофир (среднее) (Дэли, 1933)
IV — эпилейцитовый порфир с Ишима (А. Н. Заварицкий, 1938)
V — витербит (Витербо, Средняя Италия) (Вашингтон, 1906)

Числовая характеристика

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	27,5	0,3	5,3	66,9	59,7	10,4	29,9	72,2
II —	25,8	2,1	6,2	65,9	68,6	18,6	12,8	50,3
III —	25,1	0,3	16,3	58,3	39,3	19,2	41,5	64,1
IV —	27,8	0,2	8,4	63,6	53,0	37,0	10,0	38,0
V —	22,5	3,2	7,1	67,2	53,5	28,3	18,2	29,1

Нет надобности подробно останавливаться на этих цифрах. Относительно них можно сделать те же замечания, что и для соответствующих глубинных пород — нефелиновых сиенитов.

Глава XII

ЩЕЛОЧНЫЕ ГАББРОИДНЫЕ И БАЗАЛЬТОИДНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Выше уже был указан объем этой группы горных пород, охватывающей несколько «семейств» Розенбуша (1887) и других авторов. И минеральный и химический состав этой группы колеблется в широких пределах. Тем не менее, можно во всех этих породах заметить некоторые общие признаки.

Прежде всего, они являются породами весьма редкими, образование которых, очевидно, требует некоторых исключительных условий. Минералогические и химические особенности этих пород отчетливо выступают, если их сравнить с обычными породами нормального известково-щелочного ряда. Среди последних мы уже видели такую основную закономерность: по мере того как мы переходим от пород более основных, бедных кремнекислотой, к более кислым, происходят одновременно убывание количества фемических минералов и возрастание щелочных алюмосиликатов за счет известкового алюмосиликата — анортита. В нормальном габбро количество пироксена обыкновенно около 40% и полевой шпат представлен основным плагиоклазом. В диоритах плагиоклаз более кислый, и вместе с тем фемических минералов заметно меньше, чем в габбро,— именно около 25—30%. Сиениты и граниты, в которых преобладает щелочной полевой шпат, являются породами лейкократовыми.

В химическом составе это основное свойство выражено в том, что с увеличением параметра *b* числовой характеристики быстро уменьшается параметр *a*.

Не то мы видим, в щелочных породах, особенно в рассматриваемой группе щелочных габброидных и базальтоидных пород. Породы этой группы по содержанию кремнезема соответствуют габбро и базальтам нормального ряда. Так же как в габбро и базальтах, фемические минералы являются существенно составной частью. Породы эти такого же меланократового облика, как габбро и базальты, но в то же время салические элементы представлены в значительной мере или даже исключительно щелочными алюмосиликатами: щелочными полевыми шпатами и даже фельдшпатидами.

Это ненормально высокое содержание щелочей отражается обычно и на фемических минералах, среди которых мы наблюдаем щелочные разновидности, как, например, эгирин-авгит, баркевикит и др. Распространен также фиолетовый титанистый авгит. Таким образом, вместо параллельно идущего процесса убывания фемических элементов одновременно с возрастанием содержания щелочей в салических минералах, как это имеет место в нормальном ряде пород, здесь, в щелочных породах, мы

видим, что в своем течении эти процессы как бы сдвинуты один по отношению к другому и в разных породах этот сдвиг различен. Особую ветвь в этой группе пород представляют мелилитовые горные породы, о которых будет сказано в дальнейшем.

В химическом отношении щелочные габброидные породы характеризуются высоким содержанием фемических оснований и низким кремнекислоты: величины параметров *b* и *s* числовой характеристики у них примерно таковы же, как у габбро, но величина параметра *a* ненормально высока — такая, как у гранитов и сиенита.

Как только что сказано, пределы, ограничивающие выделенную таким образом группу щелочных габброидных и базальтоидных пород, очень широки, и она может быть разделена на подгруппы меньшего объема, которые, как мы поступаем вообще при классификации изверженных пород, выделяются на основании минерального состава, прежде всего исходя из характера салических минералов. Это подразделение представляется в таком виде:

I. Породы, в которых фельдшпатиды появляются как второстепенная составная часть или отсутствуют. Характерны высокое содержание щелочного полевого шпата и щелочной характер цветных минералов	1. Породы с плагиоклазами и щелочным калиевым полевым шпатом или с ненормально кислым плагиоклазом 2. Породы с одним только щелочным полевым шпатом: а) с ортоклазом, б) с альбитом
II. Породы, содержащие фельдшпатиды как существенную составную часть	1. С фельдшпатидами и плагиоклазом 2. С фельдшпатидами и щелочными полевыми шпатами: а) с калиевыми, б) с натровыми 3. С одними только фельдшпатидами: а) с нефелином, б) с лейцитом
III. Породы щелочные и богатые известью; с мелилитом, иногда с первичным кальцитом	

Для пород афанитовых, содержащих в своем составе большее или меньшее количество стекла, установить принадлежность к той или иной группе, как и в более распространенных щелочных породах, часто возможно только на основании химического анализа, так как щелочные алюмосиликаты, выделяясь при кристаллизации последними, могут остаться в стекле. Для пород эффузивных и жильных приходится, таким образом, выделять группу щелочных пород с щелочным стеклом и не содержащих фельдшпатидов или полевых шпатов.

ЩЕЛОЧНЫЕ ГАББРОИДНЫЕ ПОРОДЫ

Предварительно следует отметить еще одну особенность щелочных габброидных пород в отношении их залегания. Они нередко встречаются в небольших массах, в каких мы обыкновенно встречаем гипабиссальные горные породы, но их зернистая структура, не отличающаяся вообще от структуры пород глубинных, дает основание ставить их наряду с последними.

Вообще, если для кислых изверженных горных пород петрографические различия между глубинными и жильными породами довольно определенные, то для основных эти различия невозможно установить, не зная способа залегания породы в поле. Это обстоятельство связано с легкостью кристаллизации в основных породах и цветных минералов и бесцветных. В щелочных габброидных породах такая особенность играет существенную роль, и разделение глубинных и жильных (гипабиссальных) пород может быть проведено только условно: кристаллически зернистые породы габброидной структуры средне- и или крупнозернистые можно противопоставлять мелкозернистым, порфировидным или офитовым.



Фиг. 182. Эссексит. Ронгшток, Чешские Средние горы.

Авгит, биотит, основной плагиоклаз, немного калиевого полевого шпата в резко ксеноморфных зернах. Акцессорные —апатит и магнетит; d=3,0 мм. По Рейнишу, 1920

Среди кристаллически зернистых щелочных габброидных пород глубинного облика можно, на указанных выше основаниях, различать:

1. Эссекситы с плагиоклазом и с щелочным полевым шпатом, иногда с фельдшпатидами, играющими роль второстепенных минералов.

2. Шонкиниты, характеризующиеся присутствием одного только щелочного полевого шпата, иногда с примесью фельдшпатидов.

3. Тералиты, в которых салические минералы представлены плагиоклазом и нефелином.

4. Меланократовые фельдшпатидово-ортоклазовые породы (ковит, пьенаарит) с щелочным полевым шпатом и нефелином.

5. Ийолиты — нефелиновые бесполевошпатовые габброидные породы.

6. Миссурит и фергусит — бесполевошпатовые габброидные породы с лейцитом или псевдолейцитом.

7. Зернистые существенно мелилитовые породы.

Это главное подразделение. Некоторые щелочные габброидные породы не укладываются точно в эти подразделения, укажем, например: л е д м о р и т — меланократовый нефелиновый сиенит с гранатом, бороланит, который рассматривают как меланократовый псевдолейцитовый сиенит, богатый меланитом. Кенталленит представляет собой как бы меланократовый оливиновый монцонит, тесно примыкающий к эссекситам и т. д.

1. Э с с е к с и т ы (фиг. 182) представляют собой равномернозернистые или слегка порфировидные горные породы, серые или белые с черными пятнами, существенно состоящие из основного или среднего плагиоклаза, изменчивого, но всегда подчиненного количества ортоклаза, фиолетового (титанистого) или зеленоватого клинопироксена (иногда и того и другого), красновато-бурого биотита и баркевикитовой роговой обманки. Кварц отсутствует, но могут присутствовать в небольшом количестве нефелин, канкринит, содалит, а также вторичный анальцим; нередкой

примесью является оливин; обычные акцессорные минералы — апатит, ильменит, реже титанит.

Плагиоклаз — чаще всего лабрадор или андезин, редко более основной; в крупно- и среднезернистых породах он имеет форму таблиц, в мелкозернистых более изометричный. Зерна часто неоднородны, что выражается иногда не в виде правильной зональности, как в диоритах, а пятнами.

Пироксен — часто титанистый авгит, нередко со структурой песочных часов; встречается также диопсид, а иногда и эгирин-авгит; последний большей частью в виде наружной каймы. Биотит, кроме самостоятельных зерен, образует сростки с пироксеном. Баркевикит, кроме отдельных зерен, образует кайму вокруг зерен пироксена. Очень редко вместо баркевикита встречается буровато-зеленая щелочная роговая обманка, подобная гастингситу щелочных сиенитов. Обыкновенно эссекситы содержат около 40% цветного минерала, главным образом пироксена. Преобладающим является полевой шпат — плагиоклаз от среднего до основного состава; ортоклаз, как сказано, присутствует в подчиненном количестве.

Структурные отношения между минералами таковы. Наиболее идиоморфными являются выделения акцессорных минералов — рудных и апатита; за ними оливин, если он имеется; далее, по-видимому, более или менее одновременно выделяющиеся биотит, пироксен, баркевикит, плагиоклаз; а наиболее ксеноморфными, как будто бы выделяющимися в самом конце затвердевания, являются щелочные салические минералы: ортоклаз, а также нефелин и содалит; когда они присутствуют, они выполняют промежутки между индивидами остальных компонентов. В наибольшей степени идиоморфными представляются пироксен, баркевикит и плагиоклаз; реже вполне идиоморфен только титанистый авгит; еще более редки разновидности, в которых наиболее идиоморфен плагиоклаз и структура напоминает офитовую.

Эссекситы являются большей частью равномернозернистыми породами с неориентированным расположением минералов, но встречаются разновидности с порфировыми выделениями полевого шпата или пироксена, а иногда порода обладает трахитоидной текстурой. Довольно распространены шлиры, то переходящие в тералиты, шонкиниты и пироксениты, то состоящие почти из одного полевого шпата.

Первоначально эссексит был описан из Массачузетса, США (Сирс, 1891; Вашингтон, 1899), где он содержит некоторое количество нефелина. Эссексит находится здесь в явной связи с нефелиновыми и щелочными сиенитами; в других случаях мы встречаем их в ассоциации также с монцонитами или с щелочными габброидными породами — тералитами, шонкинитами и др. Иногда можно видеть связь с эффузивными щелочными породами: трахиандезитами, трахибазальтами, тефритами и с щелочными жильными породами: мончикитами, камптонитами, щелочными аплитами. Формы залегания эссекситов — главным образом небольшие штоки и жилы. Есть основания думать, что эссексит из Массачузетса, впервые названный этим именем, является гибридной породой, возникшей вследствие воздействия щелочной магмы, давшей нефелиновые сиениты и щелочные сиениты, на габбро.

Как видно из характеристики эссекситов, горные породы, обозначаемые этим названием, могут представлять довольно значительное разнообразие, так что термин «эссексит» имеет довольно широкое значение. Эти породы связаны с другими зернистыми изверженными породами нередко постепенными переходами и появляются среди них участками, как укло-

няющаяся от главного типа фация. Тогда говорят об эссекситовой фации сиенитов или монцонитов, об эссекситовой фации тералитов и т. д.

Эссекситы примыкают по качественному минеральному составу к таким породам, как акериты, ларвикиты, некоторые более меланократовые (с баркевикитом) щелочные сиениты и некоторые монцониты, с одной стороны, и тералиты, частью шонкиниты, с другой. По валовому химическому анализу из этих пород наиболее приближаются к эссекситам некоторые более основные монцониты.

Отметим некоторые признаки отличия эссекситов от других похожих на них пород. Эссекситы отличаются от диоритов присутствием титанистого авгита вместо диопсидового авгита, а также бурой щелочной, баркевикитовой роговой обманки, а не зеленой обыкновенной роговой обманки; от нормальных и оливиновых монцонитов — теми же признаками, а также меньшим содержанием ортоклаза; от нефелиновых монцонитов, в частности таких, в которых роговая обманка тоже баркевикитовая,— меньшим содержанием ортоклаза и нефелина; от тералитов — отсутствием или, во всяком случае, меньшим содержанием нефелина и присутствием ортоклаза. Как видим, для определения эссекситов количественные отношения минералов очень существенны. Основным определяющим условием в этом отношении является преобладание плагиоклаза над щелочными полевыми шпатами и фельдшпатидами, если последние присутствуют. Габброидный или, по меньшей мере, диоритоподобный облик породы, т. е. содержание не меньше 30—35% цветных минералов, и, наконец, характер плагиоклаза являются также существенными признаками.

При вторичных процессах в эссекситах плагиоклаз замещается смесью серицита и кальцита или эпидотом; пироксены — хлоритом и карбонатом; нефелин — канкринитом, белой слюдой, анальцимом; оливин — серпентином, иногда смесью чешуек биотита или слюдообразного минерала и волоконец роговой обманки и т. д.

Эссексит, содержащий нефелин, был, как сказано, впервые установлен в месторождении Эссекс в штате Массачузетс, США. Затем он был описан во многих других местах, из которых мы упомянем некоторые. Одно из первых месторождений было указано на острове Кабо-Фрио в заливе Рио-де-Жанейро (Дерби, 1887, 1891; Райт, 1901); широкую известность получили молодые (третичные) эссекситы из Чешских Средних гор (Гибш, 1902), где они относительно богаты щелочными составными частями — щелочным полевым шпатом и иногда фельдшпатидами; известны месторождения эссекситов в ряде мест в Германии — Гросспризен, Кайзерштуль, Зибенгебирге (Буз, 1905). В Предаццо (Брёггер, 1895) эссексит появляется как фация монцонитов; в таких же отношениях к щелочным сиенитам он известен на холмах Монтереджиан в Канаде (Адамс, 1903; О'Нейль, 1914), где местами он переходит в тералит. В Норвегии, в районе Гран (Брёггер, 1894_1) эссекситы, содержащие вместе с титанавгитом баркевикит, местами обогащаются цветными минералами; далее полевой шпат исчезает и порода переходит в пироксенит, также содержащий примесь баркевикита. Подобные переходы эссекситов в пироксениты известны и в других месторождениях. В некоторых случаях, наоборот, эссекситы переходят в лейкократовые разновидности, представляющие как бы аналоги щелочных анортозитов. Такова, например, горная порода из окрестностей Осло, в Норвегии (Брёггер, 1933), получившая название м о д у м и т а и состоящая почти из 90% плагиоклаза № 70 и 10% пироксена с примесью баркевикита, биотита, апатита и рудных минералов. Типичные эссекситы встречаются в некоторых местах в Шотландии (Скотт, 1915; Тиррель, 1927—1928). Очень характерно

нахождение этих пород на островах Атлантического океана — Мадейра (Гагель, 1912, 1914), Канарских островах, островах Зеленого Мыса (Дёльтер, 1882), на Мадагаскаре (Лакруа, 1922), в Тасмании (Пауль, 1906) и на островах Таити (Лакруа, 1910).

В нашей стране упомянем нахождение эссекситов в Ишимском щелочном комплексе (А. Н. Заварицкий, 1938) в ассоциации с другими щелочными породами (нефелиновыми сиенитами, шонкинитами, псевдолейцитовыми породами и др.). Эссекситы здесь нередко богаты красновато-бурым биотитом, сопровождающим зеленоватый пироксен. Биотит иногда почти или совсем вытесняет этот пироксен.

Кроме того, эссекситы указываются в северной части Кузнецкого Алатау (Рачковский, 1912), где они представлены переходными к монцонитам разновидностями, и подобного же типа эссексит-монцониты описываются в Кузнецком бассейне (Шахов, 1927).

Без сомнения, число месторождений эссекситов будет увеличиваться по мере расширения детальных исследований.

Гораздо многочисленнее указания на нахождение у нас гипабиссальных представителей горных пород, отвечающих эссекситам и описываемых под названием «эссексит-диабазов». Мы упомянем о них дальше, при рассмотрении гипабиссальных пород габброидной группы.

Горные породы, описанные из района Ахалцихе (Герасимов, 1937; Белянкин и Петров, 1940) под названием эссекситов,— жильные и точнее могут быть отнесены к камптонитам и частью к тешенитам.

К е н т а л л е н и т (фиг. 183), примыкающий, как сказано, в некотором отношении к эссекситам, представляет собой меланократовую габброидную породу, содержащую по ти 60% цветных минералов, среди которых мы имеем 10% биотита и по 20—25% авгита и оливина. Салические минералы — андезин и ортоклаз — примерно в равных количествах. Последний признак послужил основанием рассматривать кенталленит как крайний член группы монцонита и как синоним предлагалось название «оливиновый монцонит». Типичный кенталленит, однако, отличается рядом признаков от оливинового монцонита, какой, например, встречается у нас в Казахстане. Вместо обычного оливина, присутствующего иногда в монцонитах, оливин в кенталлените обнаруживает в шлифе своеобразную зеленоватую окраску, обусловленную пронизывающей его тончайшей пылью рудного минерала. Пироксен с ясной зеленоватой окраской; биотит вместе с полевым шпатом образуют как бы зернистый цемент, в котором заключены более крупные кристаллы оливина и пироксена.

Кенталленит образует небольшие интрузии, переходя иногда в краевых частях в ультраосновные породы — пикриты. Первоначально эта порода была описана из Шотландии (Хилл и Кинестон, 1900). У нас типичный кенталленит встречен в Ишимском щелочном массиве (А. Н. Заварицкий, 1936) и, по-видимому, он имеется в Алданском районе (Билибин, 1947).

2. Ш о н к и н и т ы (фиг. 184) — богатые цветными минералами темные габброидные породы, состоящие существенно из диопсида или авгита, из калиевого или калинатрового полевого шпата (ортоклаза) и иногда примеси нефелина. Из этого определения видно, что шонкиниты представляют собой габброидную породу, которую можно рассматривать как меланократовый пироксенитовый сиенит.

Название «шонкинит» произведено от индейского названия Шонкин-Сэг для гор Хайвуд в Монтане. При его открытии он был определен как «зернистая плутоническая порода, существенно состоящая из авгита и ортоклаза и поэтому относящаяся к семейству сиенита. Этот шонкинит.



Фиг. 183. Кенталленит (оливиновый монцонит). Кенталлен, Аргилльшир, Шотландия.
Плагиоклаз, калиевый полевой шпат, авгит, биотит и оливин. Акцессорные — апатит и магнетит-монцонитовая структура; *d* около 3,5 мм (*а*, по Хачу и др., 1949) и 2,5 мм (*б*, по Харкеру, 1935).



Фиг. 184.

а. Шонкинит. Река Каинды, Таласский Алатау.
Пойкилитовая структура. В крупном зерне калиевого полевого шпата — пироксен, биотит, магнетит и апатит. Присутствует немного нефелина; *d* = 3,5 мм. По Николаеву, 1935.

б. Шонкинит. Сквер-Бьютте, горы Хайвуд, Монтана, США.
Авгит, биотит, оливин (справа вверху) калиевый полевой шпат и немного плагиоклаза (вверху) Акцессорные — магнетит и апатит; *d* около 3,5 мм. По Хачу, 1926.

описанный впервые Пирсоном (Вид и Пирсон, 1895), состоит из 46% авгита, к которому присоединяются 20% щелочного полевого шпата; кроме того, присутствуют оливин (10%), биотит (8%), рудный минерал и апатит (до 10%) и иногда нефелин (до 5%).

Кроме указанных минералов, в шонкинитах появляется изредка и плагиоклаз. Из цветных минералов обычными, кроме диопсида, являются биотит и оливин, но попадается иногда и щелочная роговая обманка (баркевикит и др.) и эгирин-авгит, как правило, в виде каймы на диопсиде. Иногда оливин отсутствует; в некоторых разновидностях встречаются лейцит или минералы группы содалита.

Структура определяется резким идиоморфизмом пироксена по отношению к щелочному полевому шпату. Для некоторых шонкинитов характерна пойкилитовая структура: идиоморфные кристаллы цветных минералов являются врастками в более крупных неделимых щелочного полевого шпата.

Горная порода, которую рассматривают как разновидность нефелинового шонкинита с эгирин-авгитом, получила название малиньита, но малиньит содержит до 20% нефелина и около 50% эгирин-авгита (порода из западного Онтарио). Как видно, это в сущности меланократовый, эгирин-авгитовый нефелиновый сиенит, и его правильнее отнести в следующую подгруппу нашей классификации щелочных габброидов.

К шонкинитам тесно примыкают некоторые меланократовые щелочные породы, выделяемые иногда в особую группу. Они характеризуются, так же как шонкиниты, существенным содержанием щелочного полевого шпата и иногда несущественным количеством нефелина. Представителем может служить ордосит — из Ордоса, Китай (Лакруа, 1925), состоящий из 60% эгирина, 33% микроклина и примесей — около 5% флогопита и 1% акцессорных минералов; структура пойкилитовая. В лузитаните из Португалии (Лакруа, 1916_1), кроме эгирина, преобладает рибекит; появляется (до 20%) альбит.

Настоящие шонкиниты известны в виде мощной краевой фации сиенитовых лакколитов; они встречаются в небольших куполообразных формах вместе с такими же массами ийолитов, наблюдались в связи с миссуритами и фергуситами, в шлирах среди монцонитов, в небольших массах самостоятельных, но в областях развития других щелочных пород. Известны случаи, однако, когда шонкиниты встречаются как гибридная порода в связи с гранитами, как, например, в алгоманских гранитах Миннесоты (Гроут, 1925_2) и в таких же геологических отношениях они встречаются в Бердяушском массиве на Урале (А. Н. Заварицкий, 1937). Интересен еще редкий случай появления шонкинитов на Урале в связи с габбро (Е. А. Кузнецов, 1950).

В краевых фациях шонкиниты переходят в пироксениты, иногда в щелочные сиениты. Характерно нахождение шонкинитов в ассоциации с другими горными породами, относительно богатыми калием. Отсюда их связь, с одной стороны, с монцонитами, а с другой — с лейцитовыми (псевдолейцитовыми) породами.

Кроме месторождения шонкинита в горах Хайвуд, эти породы были описаны и в других местах Монтаны, в горах Крэзи (Вольф, 1885, 1890) и др. В некоторых местах шонкиниты обнаруживают очень богатую цветными минералами краевую фацию.

Связь шонкинитов с богатыми калием породами прежде всего выражается в существовании лейцитовых шонкинитов, встречающихся в тех же горах Хайвуд (Пирсон, 1905; Ларсен и др., 1941) и состоящих из лейцита (39%), диопсида (32%), ортоклаза (17%), оливина и биотита

(7%) и акцессорных минералов (5%). Как видим, эта порода также выходит за пределы собственно шонкинитов. Кроме того, она несколько менее меланократовая, чем типичный шонкинит, с ней связанный. Краевая фация лакколита Шонкин-Сэг, в котором находятся типичные шонкиниты, имеет облик базальта и тоже содержит лейцит. Шонкинит известен на Пике Марс на Целебесе (маросит) (Иддингс, 1913, 1915), где также, видимо, связан с калиевыми щелочными породами (лейцитовыми, встреченными на этом острове), богат биотитом и содержит, наряду с санидином, порядочную примесь битовнита. Это минералогический переход к монцонитам, являющийся гетероморфной формой шонкинита.

Так называемые натровые шонкиниты из Михаэльсберга (Катценбуккель) в Оденвальде (Ниланд, 1931) не являются настоящими шонкинитами, содержа 20% нефелина и только 10% натрового санидина. Его, как и малиньит, мы относим в следующую группу нашей классификации.

В нашем отечестве, кроме уже упомянутых месторождений, известно несколько месторождений шонкинита в типичных ассоциациях с другими щелочными, преимущественно калиевыми породами.

Шонкиниты (и микрошонкиниты), которые описаны из Хибинского массива (Куплетский, 1936_1, 1937), залегают там в виде жил. Шонкиниты описываются наряду с тералитами как среднезернистые, темнозеленые породы с ясными вкрапленниками авгита, окруженного пластинками биотита. Содержание нефелина от 2—3 до 10—15%. Наиболее богатые нефелином разновидности, очевидно, уже выходят за пределы шонкинитов.

Шонкиниты, переходящие с уменьшением количества пироксена в пироксеновые сиениты, входят в состав Ишимского щелочного комплекса (А. Н. Заварицкий, 1936). Это темные зернистые породы, иногда, с трахитоидной структурой, существенно состоящие из ортоклаза, обычно в карлсбадских двойниках, и зеленоватого пироксена, почти всегда с примесью оранжевого биотита, акцессорные минералы — руды и апатит. Эти породы встречаются в ассоциации с сиенитами, монцонитами, эссекситом и кенталленитом, а также нефелиновыми сиенитами и псевдолейцитовыми и эпилейцитовыми породами.

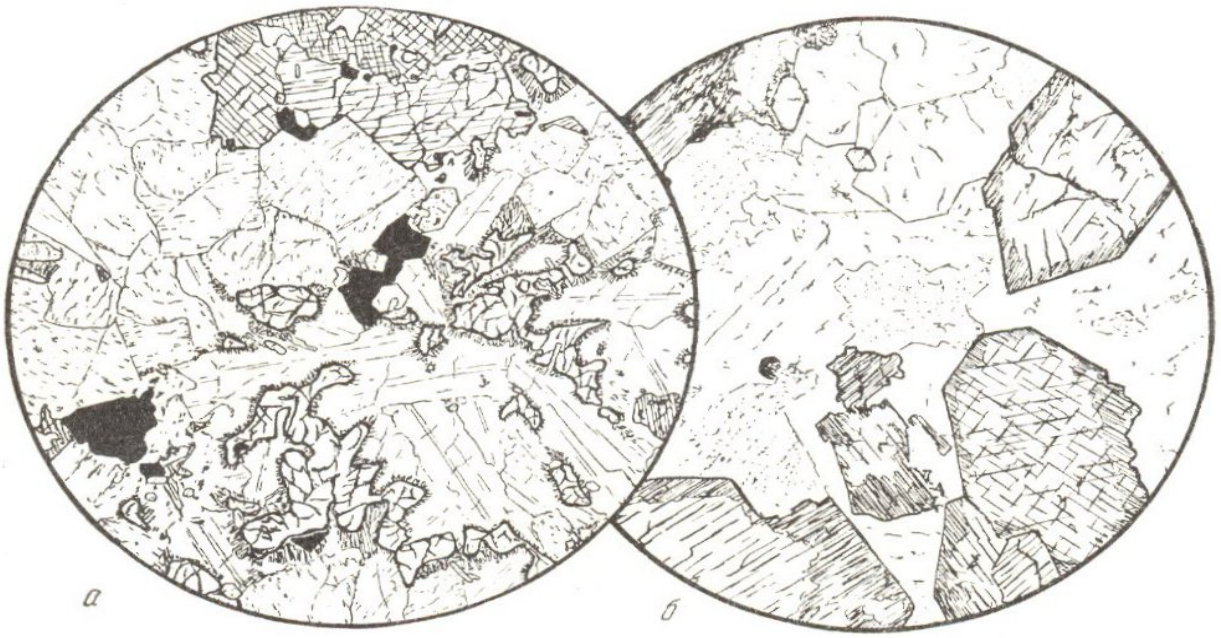
Шонкиниты вместе с другими щелочными калиевыми породами известны в верховьях р. Ири-Су в северных отрогах Тянь-Шаня (Николаев, 1928_2; Вендланд, 1937). Здесь шток в известняках сложен породами серии сиенит — шонкинит — ямаскит. Шонкинит, как правило, с директивной структурой. Он состоит из диопсидового авгита и ортоклаза, содержит примесь биотита, а также нефелина и оливина.

В Таласском Алатау по р. Каинды также имеется интрузия щелочных пород среди известняков (Николаев, 1935). Среди этих пород две серии: габбро-монцонитовая и шонкинитовая. Кроме шонкинитов, в последнюю входят нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, фергуситы и щелочные пироксениты. Шонкиниты типичные (см. фиг. 184*а*), из диопсидового авгита и ортоклаза, содержат примесь биотита и нефелина.

В Алданском районе (Билибин, 1947) шонкиниты встречены также в связи с калиевыми щелочными породами. Шонкинит здесь несколько менее меланократовый, чем прототип, состоит из 55% таблитчатого ортоклаза, местами с трахитоидным расположением, из 30% светлозеленого неплеохроичного авгита, 6% бурого, частью зеленого биотита, примеси (около 3%) буроватого оливина, иногда ничтожной примеси нефелина или замещающих его цеолитов, местами в прорастаниях с ортоклазом, и акцессорных минералов — магнетита и апатита. Порода образует небольшой шток около Ыллымахского щелочного массива.

3. Тералиты (фиг. 185) — богатые цветными минералами темно-серые, иногда почти черные изверженные горные породы, существенно состоящие из титанистого или «базальтического» авгита, основного плагиоклаза и нефелина. В большем или меньшем, но всегда в подчиненном количестве встречается щелочной полевой шпат; иногда он отсутствует.

Кроме этих главных компонентов, в тералитах почти всегда присутствуют: биотит, обыкновенно с красновато-бурой окраской, реже зеленоватой, иногда неодинаково густой в центре и у краев; оливин, титанистый



Фиг. 185.

а. Оливиновый тералит. Река Береш, северо-восточный склон Кузнецкого Алатау, Западная Сибирь.

Авгит, оливин с характерными келифитовыми каемками, основной плагиоклаз и нефелин. Акцессорные — магнетит и апатит. Гипидиоморфнозернистая структура; $d = 6{,}4$ мм.

в. Тералит. Гордон-Бьютте, горы Крэзи, Монтана, США.

Плагиоклаз, немного калиевого полевого шпата, нефелин, содалит (вверху), авгит с каемкой эгирин-авгита и биотит; d — 2,5 мм. По Харкеру, 1935.

магнитный железняк, апатит. Отношение количества нефелина к количеству полевых шпатов изменчиво, но обычно нефелина сравнительно немного (около 10—15%), цветные минералы составляют до 50% всей массы породы и даже больше. Структурные отношения между минералами в общем почти такие же, как в эссекситах, так же, большей частью по своему идиоморфизму, выделяется пироксен. Вообще идиоморфным является и плагиоклаз. Нефелин ксеноморфен по отношению к цветным минералам и к плагиоклазу и иногда идиоморфен по отношению к щелочному полевому шпату.

Вулканическими аналогами тералитов являются тефриты — базальтоидные породы, содержащие и плагиоклаз и фельдшпатоид (нефелин или лейцит). Тефриты были известны гораздо раньше тералитов, и петрографы искали их глубинных аналогов. Когда подобная плагиоклазово-нефелиновая зернистая порода была обнаружена Вольфом (1885, 1890) в горах Крэзи, Розенбуш (1887) дал ей название «тералит» [1]. Однако потом оказалось, что тералит с гор Крэзи не удовлетворяет условию полной

[1] θηράω (терао) — усиленно ищу, охочусь за чем-нибудь.

аналогии с тефритами. В этой породе плагиоклаза очень мало и часто он совсем отсутствует. Порода содержит 35—40 % щелочного пироксена, до 20% ортоклаза и около 30% нефелина и содалита. Она скорее должна быть отнесена к следующей нашей подгруппе щелочных габброидных пород, наряду с малиньитом и пьенааритом.

Ближе к определению тералита подходит зернистая плагиоклазово-нефелиновая порода из Чешских Средних гор (Бауэр, 1903), содержащая 33% титан-авгита, 12% бурой роговой обманки (баркевикита), 5% оливина и 7% магнетита вместе с 16% лабрадора и 15% нефелина и 12% натрового ортоклаза или санидина. Такой состав ближе подходит к понятию нефелинового габбро; так же рассматривают и тералиты, и чешская горная порода сделалась прототипом тералита. Баркевикит иногда образует срастания с титан-авгитом, санидин обыкновенно встречается в виде оболочек на плагиоклазе, нередко зональный.

Разные виды тералитов различаются главным образом относительным содержанием цветных минералов и отношением количества нефелина к плагиоклазу. К тералитам примыкают б е р о н д р и т ы с Мадагаскара (Лакруа, 1922), в которых титанистого авгита мало, а он заменялся баркевикитовой роговой обманкой. Для структуры этой породы характерны удлиненные призмы баркевикита, составляющего до 45% породы, титанистого авгита около 15%, плагиоклаза зонального от битовнита до лабрадора (25%); нефелина мало (7%). Еще меньше нефелина в л ю с к л а д и т е из Оверни (Лакруа, 1920), представляющем как бы переход от габбро к тералиту. Порода состоит примерно из 40% титан-авгита, 35% битовнита с тонкой оболочкой ортоклаза, 8% оливина, примеси биотита и нефелина (по 5%). В к и л и т е из Шотландии (Тиррель, 1912, 1917) мы имеем богатое оливином (до 40%) меланкратовое габбро с незначительной (4%) примесью нефелина.

С другой стороны, мы встречаем как редкость и лейкократовые фации тералитов. Таков, например, р у в и л л и т из Монреаля, Квебек (О'Нейль, 1914), состоящий из 53% зонального плагиоклаза от битовнита до лабрадора, 27% нефелина в ксеноморфных выделениях, 9% титанистого авгита, 5% баркевикитовой роговой обманки и 6% акцессорных минералов. Примыкающими к лейкократовому типу тералитов можно условно считать плагиоклазово-нефелиновые лейкократовые породы и с более кислым плагиоклазом (андезином). Такими породами, содержащими, кроме того, корунд, являются богатый нефелином к р е й г м о н т и т и бедный им д у н г а н н о н и т (Адамс и Барлоу, 1908).

Лейцитовые породы, отвечающие лейцитовым тефритам, или, другими словами, тералиты с лейцитом вместо нефелина пока неизвестны, кроме отдельных кусков в выбросах Соммы Везувия (Лакруа, 1917). Это так называемый п у л ь я н и т из 66% авгита, 16% анортита, 8% биотита, 5% лейцита и 4% санидина, иногда с роговой обманкой и акцессорными минералами. Редкость подобных пород объясняется неустойчивостью лейцита на глубине.

Тералиты известны в связи с нефелиновыми сиенитами, причем образуют или отдельные массы по соседству с щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами, нередко пересеченные жилами этих пород (Монреаль), или иногда сами образуют жилы (Хибины) и шлиры в тех же щелочных породах. В монцонитах такие шлиры встречаются вместе со шлирами эссекситового состава. Иногда тералиты тесно связаны, образуя шлиры, с шонкинитами и нефелиновыми шонкинитами (Катценбуккель). В краевых фациях тералитов появляются нередко щелочные перидотиты и пироксениты.

Кроме типичного тералита из Чешских Средних гор, такие же и близкие породы известны в Шотландии (Тиррель, 1912, 1917). В некоторых из них нефелин частью замещен анальцимом (например, в лугарите). Тералиты в жилах связаны с монцонитами Предаццо (Брёггер, 1895). В уже упоминавшихся месторождениях Монреаля тералит в значительной массе принимает участие в сложном штоке вместе с нефелиновыми сиенитами; он появляется также как фациальное изменение эссекситов. Богатый роговой обманкой и с несколько более кислым плагиоклазом (андезин), тералит в связи с нефелиновыми сиенитами известен в Дитро. Жилы тералита встречаются также в нефелиновых сиенитах Серра-де-Мончики в Португалии (Хакман, 1897). Тералит известен на Мадагаскаре (Лакруа, 1916_1). К группе тералита можно отнести также б е к и н к и н и т с о-ва Мадагаскар (Розенбуш, 1907); это очень меланократовая разновидность, содержащая до 85% цветных минералов (66% баркевикита, 12% титан-авгита и 7% оливина, рудного минерала, апатита, сфена), остальное — анортоклаз, лабрадор и нефелин, замещаемый анальцимом. По преобладанию баркевикита над титан-авгитом порода сходна с беронд ритом.

У нас давно описаны и хорошо известны тералиты из Хибинского массива, встречающиеся в жилах среди нефелиновых сиенитов. Это грубозернистые или среднезернистые породы, состоящие главным образом (до 75%) из титанистого авгита, частью заменяемого баркевикитом и биотитом, из оливина, плагиоклаза и нефелина, иногда с примесью содалита, акцессорные — титанит и апатит.

Тералиты вместе с другими щелочными породами встречены также в восточной части Кузнецкого Алатау и, по-видимому, в южной части Минусинского края.

4. М е л а н о к р а т о в ы е ф е л ь д ш п а т и д о в о - о р т о к л а з о в ы е п о р о д ы. Подобно тому как шонкиниты отделяются от сиенитов на основании высокого содержания цветных минералов, из группы нефелиновых сиенитов следует выделить меланократовые зернистые породы, состоящие из щелочного полевого шпата, нефелина и большого количества цветных минералов, которыми могут быть щелочная роговая обманка, эгирин-авгит или реже диопсид или титанистый авгит. Такие горные породы часто находятся в ассоциации с нефелиновыми сиенитами, нередко в виде шлиров в последних. По сравнению с нефелиновыми сиенитами, кроме меланократового характера, обычно они отличаются и по цветному минералу, а также повышенным содержанием некоторых акцессорных минералов, особенно сфена, а также апатита. Структурные отношения между минералами в этих породах и характер разложения породы в общем почти такие же, как в нефелиновых сиенитах.

Совершенно естественно, что между этими горными породами, которые по наиболее известным представителям можно назвать породами группы малиньита — ковита, и шонкинитами существуют непрерывные переходы, подобно тому как они имеют место между щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами, тем более что, как мы видели, во многих шонкинитах присутствует небольшое количество нефелина. Этим объясняется условность границы между рассматриваемой группой и, с одной стороны, шонкинитами, а с другой — нефелиновыми сиенитами. Некоторые авторы объединяют породы рассматриваемой группы с шонкинитами.

М а л и н ь и т (фиг. 186) представляет собой относительно мелкозернистую, серую или пятнистую, из белых и черных пятен, горную породу, состоящую из 21% ортоклаза, 20% более или менее разложенного нефе-

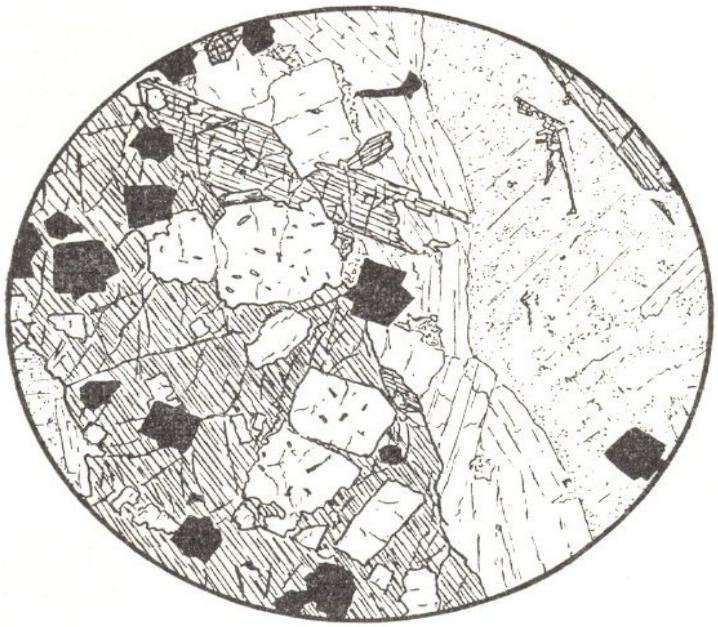
лина, около 50% зеленого плеохроичного авгита с большей или меньшей примесью биотита. Из акцессорных минералов распространен сфен, в некоторых разновидностях присутствует меланит. Малиньиты встречаются в тесной связи с нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами и шонкинитами, впервые были обнаружены в Канаде (Лаусон, 1896). В Советском Союзе малиньит указывается как полевошпатовая фация уртитов в Хибинском массиве (Куплетский, 1936$_1$; 1937). Он известен в районе Турьего полуострова (Белянкин и Влодавец, 1932). Вероятно, к этим же породам надо отнести и породы меланократовых фаций нефелиновых сиенитов некоторых других месторождений. Подробно описаны малиньиты Ыллымахского массива, Алдан (Билибин, 1947). Это серые среднезернистые породы, макроскопически из полевого шпата, призмочек зеленовато-черного пироксена и различимых зерен розового или желтоватого нефелина. Под микроскопом калиевый полевой шпат — ортоклаз иногда с пертитовыми вростками (56%). Нефелин в довольно крупных зернах, местами сопровождается анальцимом (вместе около 9%). Пироксен в центре зерен бледный, неплеохроичный, снаружи — эгирин-авгит. Немного биотита, случайно попадается оливин; обычные акцессорные минералы — титаномагнетит и апатит; цветных минералов всего около 35%. Структура гипидиоморфнозернистая, переходящая в пойкилитовую.

Богатый меланитом (до 10%) малиньит (ледморит) из Шотландии (Шэнд, 1910) с разложенным нефелином и пироксеном также встречен в связи с щелочными сиенитами, частью кварцевыми.

К горным породам рассматриваемой группы относятся также меланократовые породы, залегающие в виде небольших, большей частью согласных линз среди миаскитов в Ильменских горах (А. Н. Заварицкий и Крыжановский, 1937; А. Н. Заварицкий, 1939$_1$). Они состоят из большого количества щелочной гастингситовой роговой обманки, иногда содержащей в середине зерен остатки эгирин-авгита, из нефелина, криптопертита или ортоклаза и из относительно большого количества титанита, апатита и иногда кальцита. Цветных минералов не меньше, а часто больше, чем бесцветных, но относительное количество тех и других колеблется. Обращает на себя внимание богатство титанитом, являющееся также характерным и для других пород рассматриваемой группы. Этой ильменской породе было дано название с а н д ы и т а. Можно найти переходы от нее к роговообманковым миаскитам через промежуточные роговообманковые меламиаскиты. По внешнему виду сандыит похож на амфиболит.

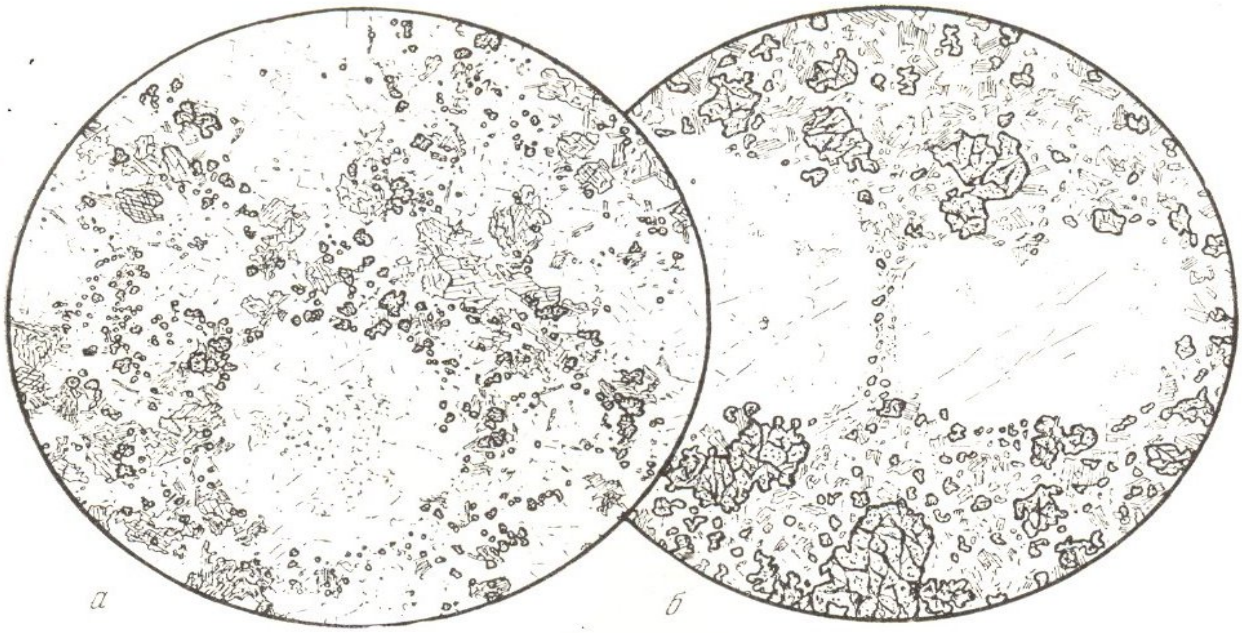
К рассматриваемой группе щелочных габброидов относится далее к о в и т — порода из Магнет-Ков в Арканзасе (Вашингтон, 1901). Она состоит из 52% натрового ортоклаза, 9% нефелина, около 33% роговой обманки и пироксена (диопсида с эгириновой оболочкой); также характерно обилие сфена среди акцессорных минералов. Порода зернистая, пятнистого вида, из черных и белых пятен; залегает в связи с нефелиновыми сиенитами и псевдолейцитовыми сиенитами, как краевая фация нефелинового сиенита.

В области развития нефелиновых сиенитов в Южной Африке (Броувер, 1910) описана меланократовая разность эгиринового нефелинового сиенита, характеризующаяся богатством сфена (до 17%), под именем п ь е н а а р и т а. Пьенааріг содержит около 60% цветных минералов (эгирин-авгит и титан-авгит), около 30% анортоклаза и 10% нефелина. Эта порода, очевидно, также относится к рассматриваемой сейчас группе. Сюда же примыкает и б о р о л а н и т (фиг. 187) с севера Шотландии (Хорне и Тилл, 1892; Шэнд, 1906, 1939), представляющий богатый



Фиг. 186. Малиньит. Ловозерские тундры.

Микроклин-пертит (справа), немного альбита и эгирина с пойкилитовыми включениями нефелина. Акцессорный рудный минерал и апатит; $d = 4{,}0$ мм.



Фиг. 187.

а. Бороланит (богатый меланитом псевдолейцитовый сиенит). Ишим, Казахстан.

Округлые участки представляют псевдоморфозы из калиевого полевого шпата и нефелина по крупным кристаллам лейцита. В остальной массе много цветных минералов — щелочного амфибола, эгирина и меланита; $d = 7{,}0$ мм.

б. Бороланит. Лох (Лоч)-Боролан, Шотландия.

Между округлыми псевдоморфозами по лейциту из калиевого полевого шпата и нефелина много зеленого биотита и особенно меланита; $d = 14{,}0$ мм. По Харкеру, 1935.

меланитом псевдолейцитовый сиенит. В бороланитах псевдоморфозы по лейциту, явные или сильно измененные, составляют около $^1/_3$ всей породы, почти столько же ортоклаза присутствует в основной массе, поэтому скорее всего бороланит можно считать за фельдшпатидово-ортоклазовую породу и на этом основании причислять к рассматриваемой группе. С другой стороны, бороланит, как порода существенно псевдолейцитовая, может быть помещен рядом с фергуситом, который будет охарактеризован ниже.

5. Ийолиты (фиг. 188) и мельтейгиты представляют собой меланократовые бесполевошпатовые нефелиновые горные породы. Это зернистые породы, существенно состоящие из пироксена и нефелина. Пироксен ийолита — желтоватый авгит с зеленой оболочкой эгирин-авгита (до 50% всей породы); пироксен мельтейгита — титанистый авгит, часто также с каймой эгирин-авгита. Второстепенные составные части в обеих породах: апатит, титанит, канкринит, кальцит; в небольшом количестве иногда еще меланит и иваарит (т. е. титанистый меланит с 15% TiO_2). Цветных минералов в типичном ийолите 50%, в мельтейгите до 75%. При убывании цветного минерала (эгирин-авгита) в ийолите этот минерал становится более щелочным — эгирином. Таким образом, намечается (по Брёггеру, 1921) ряд нефелиново-пироксеновых пород: уртит с 80—85% нефелина и с эгирин-авгитом и мельтейгит с менее чем 40—45% нефелина и с титанистым авгитом.

Структурные отношения: пироксен, титанит и апатит образуют идиоморфные индивиды; меланит и иваарит — округлые зерна; нефелин ксеноморфен по отношению ко всем предыдущим минералам, часто богат мелкими включениями жидкостей; кальцит и канкринит выполняют миаролитовые пустоты между минералами.

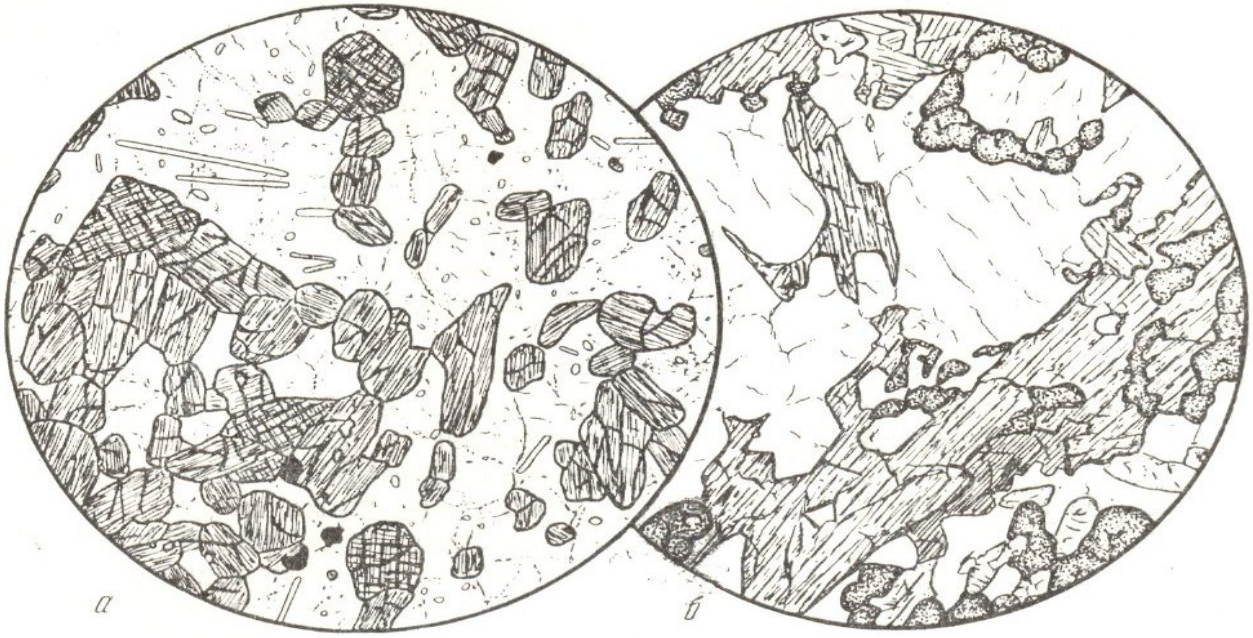
Ийолит встречен в виде фации массивов нефелиновых сиенитов, в шлирах внутри этих пород и в жилах. Он часто связан переходами с уртитом, с одной стороны, и с мельтейгитом, с другой.

В месторождении на острове Кидеречь, Белое море (Белянкин и Куплетский, 1924) описан слюдяной ийолит, содержащий наряду с 29% эгирин-авгита также 21% лепидомелана.

Альгарвит из Португалии сходен со слюдяным ийолитом, но представляет более меланократовую породу; в нем 83% цветных минералов, из которых 40% эгирин-авгита, 35% биотита и много титанита (Лакруа, 1922). С Мадагаскара известна, правда только из валунов, порода типа мельтейгита, но более меланократовая, содержащая тоже более 80% цветных минералов: титан-авгита 65—70%, биотита около 5%, оливина 4% и акцессорных минералов 7%.

Крайним меланократовым типом щелочных пород (голомеланократовым), в котором бесцветные минералы, т. е. нефелин, почти или даже совершенно исчезают, является якупирангит, о котором уже упоминалось при рассмотрении группы пироксенитов.

Ийолит первоначально был обнаружен в Финляндии на холме Ийваара и соседних холмах в районе Куусамо (Рамсай и Бергхел, 1891). Здесь порода эта содержит 30% эгирин-авгита. Е. С. Федоровым (1904, 1905) был описан ийолит с Белого моря (Турий полуостров). Широкую известность получили ийолиты из Хибинских тундр (Крылов, 1932). Эти породы известны также в связи с нефелиновыми сиенитами ледника Райгородского в Туркестане (Белянкин, 1910_3); затем укажем на месторождения ийолита на о-ве Альнё в Швеции (Хёгбом, 1895), в области Фен в окрестностях Осло в Норвегии (Брёггер, 1921) и в Британской Колумбии (Аллен, 1914) и др.



Фиг. 188

а. Ийолит. Ийваара, Финляндия.

Нефелин, эгирин-авгит, акцессорные апатит и магнетит; $d = 2{,}0$ мм. По Рейнишу, 1920.

б. Ийолит, Магнет-Ков, Арканзас, США.

Нефелин, зеленоватый авгит, меланит и немного биотита (внизу); $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.



Фиг. 189. Миссурит. Шонкин-Сэг, горы Хайвуд, Монтана, США.

Лейцит, авгит, оливин (внизу) и биотит; $d = 4{,}3$ мм. По Джохенсену, 1939.

Мельтейгит был установлен в той же области Фен. Такие породы известны в Магнет-Ков в Арканзасе (Вашингтон, 1900$_1$), в Британской Колумбии (Аллен, 1914), Колорадо и др. У нас эти породы были описаны как член ийолит-мельтейгитового ряда в плутоне Гремяха — Вырмес (Полканов и Елисеев, 1940).

6. Миссурит и фергусит рассматривают как представителей группы бесполевошпатовых лейцитовых (или псевдолейцитовых) пород. Это зернистые горные породы, существенно состоящие: фергусит из пироксена и псевдолейцита, т. е., как мы знаем, псевдоморфоз из ортоклаза и нефелина по лейциту, а миссурит — из пироксена, оливина и лейцита.

Поскольку в состав псевдолейцита входит ортоклаз и псевдоморфозы из этого минерала и нефелина по лейциту не всегда бывают совершенны, то судить об отсутствии первичного ортоклаза в породе, помимо того, который входит в псевдолейцит, почти невозможно. В некоторых случаях, как, например, в бороланите, оспаривалась даже сама природа псевдоморфоз, поэтому было бы рациональным относить к рассматриваемой сейчас группе вообще мезолитовые и меланократовые зернистые породы, существенно состоящие из лейцита или псевдолейцита (иногда эпилейцита) и цветного минерала, чаще всего пироксена, не ставя непременным условием отсутствие полевого шпата.

Пироксен в фергусите — светлозеленоватый в шлифе диопсид или эгирин-авгит, в миссурите — зеленовато-буроватый авгит, иногда зональный. Второстепенные составные части в этих породах — биотит, апатит, рудный минерал, цеолиты (особенно анальцим). В фергусите преобладают светлые минералы, составляя около 65%, а в миссурите — цветные, составляющие 75%, причем около 50% приходится на авгит.

Структурные отношения в миссурите обнаруживают идиоморфизм апатита, рудного минерала и оливина; в фергусите выделяются крупные, более или менее идиоморфные, в виде округленных зерен, псевдоморфозы псевдолейцита. Соотношения других минералов такие же, как в миссурите.

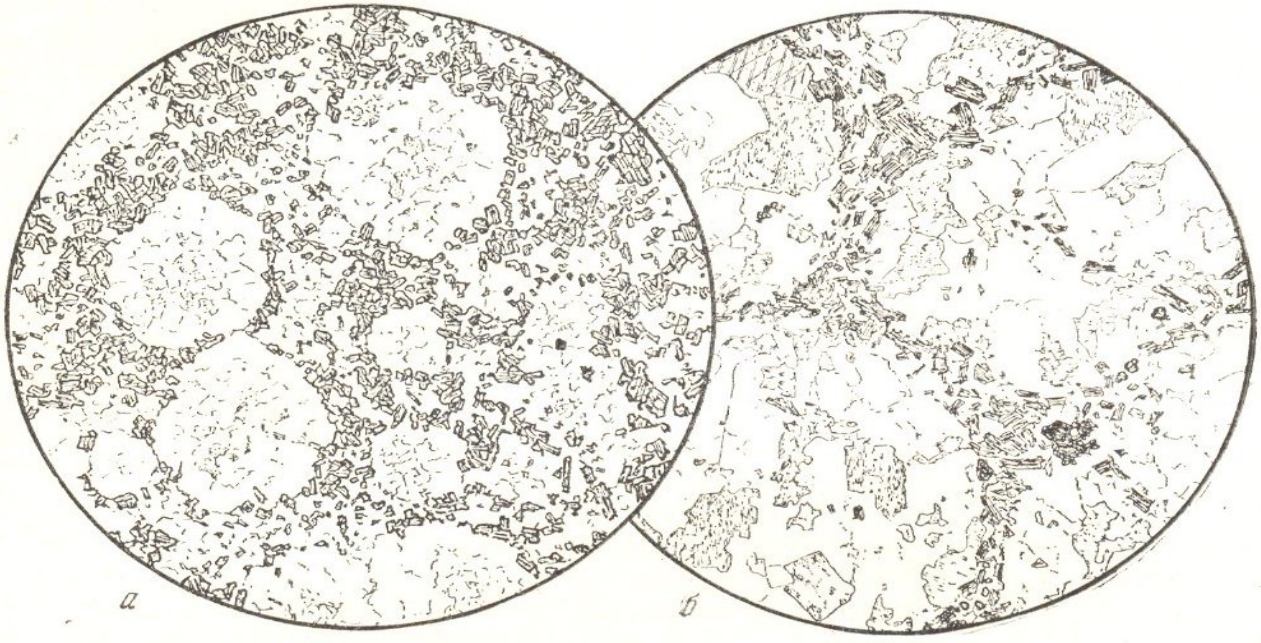
Миссурит (фиг. 189) слагает шток размером $4 \times 1/2$ км, пердставляющий, вероятно, ядро размытого вулкана в горах Хайвуд в Монтане и прорезающий сланцы мелового возраста (Вид и Пирсон, 1896$_1$). Это крупнозернистая (2—5 мм) горная порода, пятнисто окрашенная, темносерого цвета. Она состоит из макроскопически светлого зеленовато-серого лейцита и черного авгита с редкой примесью биотита и желтоватого оливина. Под микроскопом лейцит в ксеноморфных, но округлых зернах; изредка содержит включения цветных минералов. Он свежий и только в ничтожном количестве местами подвергается цеолитизации. Авгит светлый, зеленовато-буроватый, свежий, иногда зональный, без хороших кристаллических граней; биотит плеохроирует в бурых и желтых тонах, тоже без кристаллических очертаний. Таким образом, структура породы ксеноморфно-зернистая.

Количественное отношение минералов в среднем — около 16% лейцита, 50% авгита, 6% биотита, около 15% оливина; цветных минералов в общем около 75%.

Близкая к миссуриту порода найдена в вулканических выбросах Везувия. Она отличается более значительным содержанием лейцита (30%) и биотита (29%) и не содержит оливина. В 14 км к юго-востоку от Рима миссурит, состоящий из 40—50% лейцита и 35—45% авгита с незначительной примесью биотита и без оливина, иногда с примесью гаюина и нефелина, был встречен в виде обломков в вулканическом агломерате.

Последние примеры ясно показывают образование миссурита в вулканическом очаге. Миссурит — пока единственная зернистая порода, содержащая лейцит в неизмененном виде.

Фергусит (фиг. 190) — мезолитовая зернистая порода, существенно псевдолейцитовая. Первоначально он был описан как «зернистая интрузивная горная порода, состоящая из преобладающего лейцита (=псевдолейцита) и подчиненного авгита». Он был встречен в виде



Фиг. 190.

а. Фергусит, Ишим, Казахстан.

Округлые псевдоморфозы из калиевого полевого шпата и нефелина по лейциту. Между ними калиевый полевой шпат, щелочной амфибол, эгирин и зеленый биотит; $d = 3{,}5$ мм.

б. Фергусит. Река Каинды, Таласский Алатау.

Округлые псевдоморфозы по лейциту более крупные. Видны взаимные отношения составляющих их нефелина и калиевого полевого шпата. Между псевдоморфозами преимущественно зеленый биотит. Немного вторичного альцита (вверху); $d = 7{,}0$ мм.

округлого штока 1,5—2 км в поперечнике, интрудированного в базальтовые излияния и брекчии в горах Хайвуд (Пирсон, 1905); впоследствии он был найден и в других местах.

Фергусит имеет характерный пятнистый наружный вид. Светлые пятна псевдолейцита, 2—5 мм в поперечнике, окружены темными зернами авгита и другими минералами. Таким образом, структура макроскопически представляется оцелляровой. В шлифах эта структура еще яснее, вследствие отчетливого автоморфизма псевдолейцитовых псевдоморфоз, составляющих около 65% всей массы; около 25—30% составляет зеленоватый эгирин-авгит или диопсид. Встречается незначительная примесь биотита, редко оливин, обычна примесь рудного минерала.

У нас фергусит был обнаружен в Таласском Алатау (Николаев, 1930, 1935), где он встречается в ассоциации с другими щелочными калиевыми породами. Он залегает в виде тонких жил и обладает характерной пятнистой окраской. Псевдолейцит или в виде зернистых агрегатов ортоклаза и нефелина, или иногда в тонких микрографических и мирмекитоподобных прорастаниях составляет около половины всей массы. Слабоплеохроичный эгирин-авгит, иногда зональный, в небольшом количестве

(по 5—10%) встречаются биотит и меланит; обычные акцессорные минералы: апатит, магнетит, сфен, как продукты изменения нефелина — немного канкринита, серицита и содалита.

Своеобразная фергуситовая порода встречена в Ишимском щелочном комплексе (А. Н. Заварицкий, 1936), где она образует небольшое тело среди других щелочных пород. Она также обладает характерным наружным видом фергусита. Светлосерые пятна псевдолейцита размером 2—10 мм, переполняющие темносерую заключающую их массу, составляют 50—70% по объему. Формы лейцита иногда хорошо сохранились. Под микроскопом видно, что псевдолейцитовые псевдоморфозы, представленные зернистым агрегатом ортоклаза и нефелина, иногда с тенденцией к зональному распределению этих минералов, сцементированы мелкозернистой массой из гастингсита, иногда с ядрами эгирин-авгита, небольшого количества биотита и тех же ортоклаза и нефелина; характерна небольшая примесь титанистого меланита; акцессорных — апатита и магнетита — очень мало. Структура такой зернистой массы между псевдолейцитами напоминает кристаллобластическую, развиты взаимные прорастания. Внутри псевдолейцитов цветные минералы попадаются только в ничтожном количестве в очень мелких включениях.

Мы уже упоминали о б о р о л а н и т е (см. выше, фиг. 187) — шотландской горной породе, существенно псевдолейцитовой. В ее состав входят 34% псевдолейцита, заключенного в основной массе из 33% ортоклаза, 25% меланита, 8% зеленого биотита и акцессорных минералов. Псевдолейцит не всегда хорошо обнаруживает свою природу и по форме и по составу, представляясь в некоторых случаях округлыми пятнами красноватого ортоклаза с примесью нефелина и даже без него; меланит часто в довольно крупных (2—3 мм), неправильно округлых зернах, частью в мелких зернышках. Показатель окраски (цветной индекс — см. выше, стр. 32) равен всего 33. Эти особенности (богатство ортоклазом и невысокий показатель окраски) являются причиной того, что бороланиты относят иногда к группе нефелинового (фельдшпатидового) сиенита или к группе малиньита — ковита.

7. З е р н и с т ы е с у щ е с т в е н н о м е л и л и т о в ы е и з в е р ж е н н ы е п о р о д ы представляют своеобразный раздел исключительно богатых известью щелочных пород.

Т у р ь я и т представляет собой интересную горную породу из этой группы, которую обнаружил и описал под таким названием Рамсай (1921), встретивший ее на Турьинском полуострове в Кандалакшском заливе Белого моря. Это щелочная габброидная порода среднезернистая до довольно грубозернистой. Она состоит в среднем из 20% лепидомелана, 15—20% нефелина, 45% мелилита с обильной примесью рудного минерала, апатита, меланита, кальцита и перовскита; относительные количества второстепенных, а частью и главных минералов сильно колеблются. Ксеноморфные зерна мелилита, составляющего до половины породы, образуют как бы ее основной фон. Мелилит слегка буроватый в укороченных по оси кристаллических зернах. Порода эта является как бы глубинным аналогом мелилитовых нефелинитов.

В другой ее разновидности, в «турьите» Д. С. Белянкина и Б. М. Куплетского (1924), мелилит и отчасти нефелин исчезают, заменяясь кальцитом, канкринитом и анальцимом, по-видимому, образовавшимися под влиянием воды и углекислоты, заключавшихся в самой магме, подобно тому, как это принимают для анальцима тешенитов. Типичный представитель этой породы состоит из 40% светлоокрашенной магнезиальной слюды, по 20% анальцима и кальцита, несколько меньшего (18%)

Таблица 32

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
SiO_2	48,64	48,00	45,61	41,70	48,66	50,34	43,68	49,70	42,81	40,64	48,97	44,27	48,19	34,72	38,04
TiO_2	1,86	0,22	1,96	2,70	0,97	0,34	2,32	1,33	1,56	2,24	0,81	1,37	1,75	3,31	1,98
Al_2O_3	17,96	12,52	14,35	14,50	12,36	14,75	17,73	18,45	18,95	10,58	17,48	10,73	18,52	12,19	6,34
Fe_2O_3	4,31	8,74	6,17	5,13	3,08	4,18	2,63	3,39	3,86	4,18	3,61	3,63	4,51	6,44	8,45
FeO	5,58	—	4,03	7,09	5,86	2,75	8,41	4,32	4,84	4,18	3,43	5,87	1,68	4,82	5,90
MnO	0,19	—	0,19	—	0,13	0,11	0,55	Следы	0,19	0,28	0,10	0,06	Следы	0,28	0,23
MgO	4,00	15,26	6,05	9,26	8,09	4,23	4,11	2,32	3,16	6,47	5,43	13,05	1,12	5,84	7,81
CaO	8,89	7,94	9,49	12,20	10,46	10,43	9,41	7,91	10,47	19,91	7,77	11,46	10,29	19,08	27,19
Na_2O	4,30	3,11	5,12	3,59	2,71	5,27	6,80	5,33	9,63	4,75	2,50	1,07	3,44	5,11	2,16
K_2O	2,28	2,68	3,69	1,18	5,15	5,21	3,34	4,95	2,26	1,86	7,18	4,43	8,05	3,05	0,12
H_2O	1,34	1,36	2,60	1,80	1,46	1,20	0,90	1,34	0,85	0,41	2,04	3,23	3,00	2,13	0,48
P_2O_5	0,65	—	0,74	0,85	1,07	1,19	0,50	0,40	1,42	0,91	0,68	0,83	0,45	1,88	0,24

I — эссексит (среднее) (Дэли, 1933)
III — кенталленит (Трёгер, 1935)
III — тералит (среднее) (Дэли, 1933)
IV — бекинкинит (среднее) (Дэли, 1933)
V — шонкинит (среднее) (Дэли, 1933)
VI — малиньит (Дэли, 1933)
VII — сандыит (Заварицкий и Крыжановский, 1937)
VIII — ковит (Вашингтон, 1901)
IX — ийолит (среднее) (Дэли, 1933)
X — мельтейгит (Брёггер, 1921)
XI — фергусит (среднее) (Дэли, 1933)
XII — миссурит (среднее) (Дэли, 1933)
XIII — бороланит (В. К. Смит, 1909)
XIV — турьяит (Трёгер, 1935)
XV — ункомпагрит (Трёгер, 1935)

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	13,1	5,9	22,0	59,0	43,4	33,1	24,4	74,2
II —	9,9	2,8	36,9	50,4	18,4	64,9	16,7	63,3
III —	16,3	1,3	29,6	52,8	31,2	34,4	34,4	67,8
IV —	9,6	4,8	36,4	49,2	30,1	42,7	27,2	81,7
V —	12,8	1,6	31,8	53,8	42,8	30,0	27,2	53,2
VI —	18,6	0,3	25,2	55,9	24,0	28,0	48,0	61,0
VII —	19,7	2,0	27,0	51,3	39,3	25,8	34,9	75,9
VIII —	19,4	3,0	18,2	59,4	39,4	22,4	38,2	62,3
IX —	24,3	0,4	25,6	49,7	31,2	20,9	47,9	86,6
X —	12,6	0,5	40,8	46,1	18,3	26,0	55,7	79,2
XI —	16,4	3,8	22,0	57,8	30,1	43,2	26,7	34,2
XII —	8,3	2,7	40,1	48,9	20,8	52,7	26,5	26,6
XIII —	20,5	2,9	16,5	60,1	23,0	13,0	64,0	39,0
XIV —	15,4	0,4	42,5	41,7	23,9	23,1	53,0	71,9
XV —	4,5	1,6	41,1	52,8	22,6	23,0	54,4	97,2

количества меланита и 2% эгирина, апатита, рудного минерала и перовскита.

К турьяиту близок о к а и т с холмов Ока в Квебеке (Стенсфилд, 1923). В этой породе нефелин замещается гаюином; биотита меньше, чем в турьяите, а за счет этого количество мелилита возрастает от 45 до 55%. Существуют переходы от гаюиновых окаитов к нефелиновым разностям, которые уже следует относить к турьяиту.

В Колорадо около Айрон-Хилл (Ларсен и Гунтер, 1914; Кросс и Ларсен, 1935) встречается на небольшой площади, около 2 км², зернистая мелилитовая порода — у н к о м п а г р и т, названная так по имени холма, где она находится. Она на три четверти состоит из мелилита, около 15% составляет пироксен, иногда с примесью флогопита, 10% рудного минерала и акцессорных (перовскит, апатит, кальцит, меланит, анатаз).

Химический состав щелочных габброидных пород

Для удобства сравнения химические составы представлены в виде общих таблиц данных химических анализов и вычисленных из анализов числовых характеристик составов (табл. 32 на стр. 403).

Рассматривая эти числа, мы еще раз отметим характерную черту основной характеристики — величина a такая же, как у гранитов и сиенитов или даже щелочных сиенитов, а, b и s отвечают габбро и даже более основным породам. В дополнительных характеристиках обращает на себя внимание вообще относительно высокое значение c', главным образом за счет m', а частью и f'. Что касается щелочей, то по отношению их (величина n) различаются довольно отчетливо ряды натриевый и калиевый. Колебание параметров числовых характеристик довольно значительно. Это отражает то разнообразие щелочных габброидных пород, которое мы видим в их минеральном составе.

Гипабиссальные и жильные щелочные меланократовые породы

Мы уже говорили, что отличие глубинных и гипабиссальных пород в рассматриваемой группе встречает значительные трудности: разделение этих подгрупп в значительной мере условное; до известной степени здесь играет роль аналогия с теми отношениями, какие имеют место в более распространенных известково-щелочных горных породах.

Среди пород рассматриваемой сейчас подруппы, подобно тому как среди соответственных пород группы габбро, мы найдем породы двоякого рода. С одной стороны, многие из них являются членами жильных свит, обыкновенно сопровождающих глубинные породы. Это также различные представители главным образом лампрофиров. С другой стороны, здесь имеются породы, находящиеся вне такой непосредственно видимой связи с глубинными типами, подобно тому, как это мы видели в диабазах. Породы этого последнего ряда нередко тесно связаны геологически с диабазами и базальтами и, кроме того, мы тут не встречаем столь резко уклоняющихся по вещественному составу типов, как в группе лампрофиров.

Мы начнем наш обзор с таких именно пород, примыкающих геологически к диабазам. Это будет подгруппа щ е л о ч н о г о д и а б а з а — т е ш е н и т а. Ряд переходов связывает горные породы этой подгруппы с нормальными диабазами.

В вещественном составе горных пород эти переходы выражаются в том, что часть основания известкового алюмосиликата (анортит) заме-

няется основаниями щелочных алюмосиликатов или в нашей числовой характеристике одновременно с убыванием *c* возрастает *a*. В зависимости от того, увеличивается ли при этом сильнее количество калия или натрия, эти переходные породы имеют разные особенности. Увеличение содержания калия приводит к появлению в диабазах калиевого полевого шпата (ортоклаза или микропертита) и биотита. При увеличении содержания натрия повышается кислотность плагиоклаза, а также появляются фельдшпатиды (прежде всего анальцим). Обычное возрастание щелочности породы сопровождается также появлением баркевикитовой роговой обманки вместо пироксена, а также появлением титанистого авгита и даже эгирин-авгита.

Такие щелочные диабазы, еще не утратившие своего диабазового облика, могут быть объединены в небольшую переходную группу. Их называют также эссексит-диабазами, хотя нередко последний термин понимают слишком широко, обозначая им многие жильные щелочные габброидные породы, которые описываются и под другими названиями. Мы видели, что интрузивные полнокристаллические базальты называются долеритами; соответственно этому подобные им породы щелочного характера могут быть названы щелочными долеритами или трахидолеритами в тесном смысле слова, хотя термин «трахидолерит» тоже употребляется иногда в чересчур широком объеме.

Эссексит-диабазы, может быть, являются более распространенными породами, чем это отмечается в описании, поскольку их отличия от ненормальных диабазов могут пройти незамеченными. В литературе месторождения эссексит-диабазов в Советском Союзе указываются в районе Красноярска (Рачковский, 1912), в Кузнецком бассейне (Шахов, 1927), в Колымском крае (Куплетский, 1932_4). Они известны и в других районах, например на Урале; интересный пример представляет эссексит-диабаз (трахидолерит), встреченный в виде интрузии в соленосной толще около Еревана (Армения). Из месторождений вне пределов нашего отечества указываются эссексит-диабазы Гарца, района Лаузитца, в Сосновых горах и др. В некоторых «эссексит-диабазах» присутствует в небольшом количестве даже нефелин; такие щелочные диабазы было бы лучше выделять под названием тералит-диабазов. Примером может служить «эссексит-диабаз» с р. Нижней Биреи, описанный Е. П. Молдаванцевым (1924), содержащий до 15% нефелина, или «эссексит-диабаз» Эрдмансдёрфера (1907) из Оберберга с 11% анальцимизированного нефелина.

Диабазы с ненормально кислым плагиоклазом также примыкают к этой группе щелочных диабазов. Муджиерит (см. ниже, фиг. 198*б*), образующий пластовую интрузивную залежь на о-ве Скай (Харкер, 1904; Уэлс, 1924), можно рассматривать как один из видов тех же переходных пород. Он состоит из олигоклаза, небольшого количества ортоклаза, авгита, оливина и акцессорных магнетита и апатита. Содержание цветных минералов около 30%, структура долеритово-пилотакситовая. Такую породу можно рассматривать как ортоклазсодержащий олигоклазовый долерит. Существуют и другие представители диабазов или долеритов, отличающиеся ненормально кислым плагиоклазом вплоть до альбита и вследствие этого обнаруживающие несколько щелочной характер. Мы уже видели такие породы в группе спилитов. Спилиты, как теперь считают, являются альбитизированными породами; к собственно щелочным диабазам или натровым эссексит-диабазам следует относить такие породы, в которых кислый плагиоклаз кристаллизовался как первичный минерал. Доказать его первичный характер в каждом отдельном случае очень трудно, но так как существуют совершенно свежие базальты с кислым плагио-

клазом, то такой тип диабазов вполне возможен. Спилиты, как мы раньше видели, являются подводными эффузивными породами. Если они обладают диабазовой структурой, их называют также альбитовыми диабазами.

Кроме эффузивных альбитовых диабазов и микродиабазов, известны и интрузии такого же состава, являющиеся гипабиссальными. Как и в спилитах, в этих альбитовых диабазах количество щелочей, именно натра, несколько повышено и в этом отношении они сходны с первично щелочными диабазами.



Фиг. 191.

а. Тешенит, Тешен, Польша, близ границы с Чехословакией.

Идиоморфные призматические зерна основного плагиоклаза и в промежутках между ними ксеноморфные зерна титанистого авгита или анальцим. Плагиоклаз заметно цеолитизирован. Акцессорные — магнетит и тонкие призмочки апатита; $d = 3{,}5$ мм.

б. Оливиновый тешенит (кринанит). Сахалин.

агиоклаз, авгит, анальцим и псевдоморфозы из зеленого серпентиноподобного минерала по оливину. Немного биотита. Акцессорные магнетит и апатит; $d = 4{,}7$ мм.

Более определенно выражен щелочной характер у тешенитов (фиг. 191), который часто рассматривают как анальцимовую диабазовую породу, являющуюся гипабиссальным эквивалентом тералита.

Нужно, однако, указать, что такое определение тешенита было бы слишком упрощенным. Тешениты обыкновенно встречаются в форме малых интрузий (дайк, интрузивных залежей, небольших штоков), как это мы имеем и для диабазов, и потому подобно последним могут быть отнесены в группу гипабиссальных или жильных изверженных пород. Структура тешенитов, однако, разнообразна. Меняется величина зерна от тонкозернистой до грубозернистой с отдельными кристаллами в сантиметр и более. В противоположность диабазам, цветные минералы обладают идиоморфизмом, что связано с существенной заменой авгита (обычно титанистого) баркевикитом. Черные призматические кристаллы последнего придают тешениту характерный наружный вид. Идиоморфизм цветного минерала и относительная крупность зерна некоторых видов тешенита служат иногда основанием для определения этих видов как баркевикитового анальцимового габбро, связанного подобно тому,

как габбро связано с диабазами, с видами мелкозернистыми. Таким образом, эти тешениты помещаются в группе щелочных габброидных пород рядом с тералитом.

Тешенит отличается от тералита прежде всего таким существенным признаком состава, как замена нефелина анальцимом. Правда, по мнению некоторых авторов, тешениты представляют собой породы, в которых нефелин превращен в анальцим при вторичных процессах, но по мнению других, анальцим здесь первичный, и возможно, что здесь имело место его эпимагматическое образование. В настоящее время такое положение представляется более вероятным. По нахождению анальцима вместо нефелина, по несколько иной структуре, а также и иному залеганию тешенит петрографически следует отличать от тералитов, и он не является разновидностью последних.

Существенные части тешенита — бурая роговая обманка (баркевикит), авгит (титанистый, иногда щелочной, зеленоватый) основной плагиоклаз и анальцим. Кроме обычных акцессорных минералов, иногда присутствуют биотит, нефелин, ортоклаз; из вторичных нередко обильны цеолиты: встречаются хлорит, эпидот, кальцит. Авгит и роговая обманка срастаются между собою, иногда в виде прорастаний; баркевикит обычно обрастает титанистый авгит и обладает своими идиоморфными очертаниями; таким образом, он явно магматический. Плагиоклаз — от андезина до лабрадора в призматических или удлиненно таблитчатых кристалах. Анальцим в виде ксеноморфных участков между другими минералами, иногда в виде жилок в их контактах.

В описаниях (особенно ранних) тешенитов объем этой группы пород понимался широко. В нее включались как охарактеризованный только что вид тешенита, так и «анальцимовые диабазы» с типичной диабазовой или офитовой структурой, без баркевикита, но с анальцимом. На основании их минерального состава (существенное участие баркевикита или отсутствие его) и структуры (гипидиоморфнозернистая или офитовая) указанную группу «анальцимовых диабазов» следует выделить из группы тешенитов, хотя и имеются сравнительно редкие случаи переходных типов.

Такие гипабиссальные жильные породы с офитовой структурой и с существенным содержанием анальцима, состоящие из плагиоклаза (лабрадора, иногда зонального с более кислой оболочной), составляющего несколько менее половины всей породы, из авгита (титанистого, фиолетового, слабо плеохроичного) и оливина (каждый примерно по 20%), из анальцима и акцессорных минералов, были описаны и получили название к р и н а н и т а в Шотландии, но известны во многих других местах. В отличие от них, можно называть анальцимовыми диабазами те переходные разновидности между диабазами и кринанитами, в которых анальцим встречается как незначительная или непостоянная примесь. Различие между содержащими анальцим тешенитами с существенным содержанием баркевикита и кринанитами, его не содержащими, соответствует различию берондритов и тералитов среди плагиоклазово-нефелиновых габброидных пород.

Геологически тешениты часто связаны с диабазами. Они также залегают в форме дайк и интрузивных залежей, иногда небольших штоков.

Тешениты впервые были описаны под этим названием из окрестностей Тешена, в Польше на границе с Чехословакией (Чермак, 1866), где они прорезают отложения мелового возраста и встречаются вместе с диабазами. Типичный тешенит содержит 40—45% титан-агвита и баркевикита, иногда в равном количестве, иногда баркевикит преобладает;

плагиоклаза 25—30%, анальцима около 15%, а остальное — рудные и другие акцессорные минералы.

Хорошо известны тешениты в ряде мест у нас в Закавказье, более или менее подробно изученные А. П. Герасимовым (1931), Д. С. Белянкиным (1912_2) и др. На р. Иоре в интрузивной залежи, среди меловых кремнистых пород обнаруживаются изменения в структуре и в составе пород по мере приближения к контактам. В центральной части баркевикит решительно преобладает над титанистым авгитом и анальцим (16%) не изменен. В краевой части баркевикит и титан-авгит в равном количестве, анальцим замещается натролитом. Структура из среднезернистой гипидиоморфной переходит в тонкую диабазовую в нижней части интрузии, в верхней — порода переходит в щелочной базальт. Тешениты в Грузии известны также в Раче и Имеретии, в Ахалцихском районе и др. (Вассоевич, 1931; Белянкин и Петров, 1945). Известны они и в Азербайджане.

В Западной Сибири получили известность тешениты окрестностей улуса Теляшкина на правом берегу р. Юса (Рачковский, 1912). Кроме более или менее нормального тешенита из баркевикита, титанистого авгита с оболочками эгирин-авгита, плагиоклаза, анальцима, обычных акцессорных минералов и примесей анортоклаза и нефелина и вторичных минералов, здесь в виде шлирообразных масс встречена более меланократовая разновидность, получившая название ю с и т а. Она содержит до 80% цветных минералов, главным образом титанистого авгита, немного баркевикита. Кроме плагиоклаза и анальцима, присутствует анортоклаз, около 10% рудного минерала. В Прибайкалье тешенит описан в окрестностях Верхнеангарска (Молдаванцев, 1924). Месторождения тешенита известны в пределах Сибирской платформы и в бассейне Колымы.

Типичные тешениты хорошо изучены в Шотландии (Уокер, 1923; Тиррель, 1923), где они связаны с кринанитами и диабазами. С диабазами же связаны тешениты и в месторождениях Португалии. Меланократовые разновидности тешенитов, помимо упомянутого юсита, мы имеем в оливиновых тешенитах; в некоторых из них содержание цветных минералов доходит до 80% и, наконец, такие породы переходят в тешенит-пикриты и пикриты.

С другой стороны, бывают и более лейкократовые тешенитовые породы. В некоторых типах, которые описаны как разновидность тешенита, анальцим заменяется нефелином — это нефелиновые тешениты. Может быть, правильнее их причислять к беронд ритам. Вместе с нефелином обыкновенно появляется калиевый полевой шпат. В других тешенитах плагиоклаз находится в подчиненном количестве по сравнению с анальцимом, т. е. обратно тому, что в тешенитах. Таков л у г а р и т с 42% анальцима и 11% плагиоклаза (Тиррель, 1912). Титанистого авгита в нем несколько больше, чем баркевикита; вместе их около 40%. В некоторых тешенитовых породах тоже в Шотландии появляется в существенном количестве ортоклаз, а также оливин. Баркевикит исчезает, а вместо него в небольшом количестве появляется биотит. Эти породы Джохенсен (1938) предлагает выделить из тешенитов под названием г л е н м у и р и т а.

К р и н а н и т первоначально был также установлен среди шотландских горных пород (Флетт, 1911). Эта порода может рассматриваться как особый тип оливинового анальцимового диабаза. Кринанит существенно состоит из плагиоклаза, обычно лабрадора (40—60%), иногда с незначительной примесью ортоклаза, из титансодержащего фиолето-

вого авгита и оливина до 20%, относительно небольшого количества (менее 10%) анальцима и примеси рудного минерала. Безоливиновая, несколько более лейкократовая и более богатая анальцимом (20%) порода того же типа встречена была в Калифорнии, и для нее предлагалось особое название — к у я м и т (Джохенсен, 1938).

Типичные кринаниты, подобные шотландским, встречаются у нас на Сахалине, где они были описаны В. М. Дервиз (1915) под названием эссексит-диабазов. Известны они и на северо-востоке Азии (Куплетский, 1932_4) и в других местах. Вероятно, многие из пород, описанные как тешениты и не содержащие баркевикита, должны быть отнесены к кринанитам.

Среди жильных пород, образующих жильные свиты, сопровождающие породы — глубинные плутонические, и из относящихся к рассматриваемой группе щелочных габброидных пород прежде всего надо отметить такие, которые отвечают понятию асхистовых жильных пород, как их обычно определяют, с характерной для них порфировидной или тонкозернистой структурой. Это порфировые фации рассмотренных зернистых щелочных габброидных пород.



Фиг. 192. Берешит (лейкократовый тералит-порфирит). Река Береш, северо-восточный склон Кузнецкого Алатау, Западная Сибирь.

Порфировая структура. В фенокристаллах основной плагиоклаз, авгит и сильно разложенный нефелин. Полнокристаллическая основная масса состоит из тех же минералов.

Таковы эссекситовые порфириты, шонкинитовые порфиры, ийолитовые порфиры, а также микроэссекситы, микрошонкиниты и т. д. По минеральному и химическому составу они отвечают соответственным глубинным породам и не нуждаются в детальном описании. Их состав, как и вообще порфировых пород, определяется составом основной массы. Так, например, у шонкинит-порфиров, описанных из Катценбуккеля, основная масса состоит существенно из тонких лейст щелочного полевого шпата; в промежутках между ними иногда встречаются продукты разложения нефелина и содалита. Ийолит-порфиры имеют основную массу, состоящую из нефелина и эгирин-авгита, иногда также меланита и т. д.

Эссекситовые порфириты были обнаружены Брёггером (1906), давшим им это название, в окрестностях Осло, где они образуют жильную и краевую фацию эссекситов. Они описаны далее на островах Лос (Лакруа, 1911_2, 1918), в Гренландии (Уссинг, 1911) и в других местах. Эти породы состоят из плагиоклаза, близкого к лабрадору (35—45%), из авгита и иногда баркевикита и биотита (около 30%), содержат около 10—15% калиевого полевого шпата, нередко примеси нефелина и акцессорных минералов. Некоторые порфировые породы, описывавшиеся как щелочные порфириты, вероятно, представляют собой эссексит-порфириты.

Шонкинит-порфиры известны в Монтане (Пирсон, 1905), в Катценбуккеле (Ниланд, 1931), на островах Лос (Лакруа, 1911_2) и у нас на Кольском полуострове (шонкинитовые порфиры и микрошонкиниты), откуда они описаны Б. М. Куплетским (1937).

Среди тералитовых пород, образующих жилы в Хибинском массиве (Куплетский, 1937), некоторые обладают порфировидной структурой, содержат крупные фенокристаллы авгита среди относительно мелкозернистой массы из плагиоклаза, нефелина, пироксена и баркевикита. Их следует называть тералитовыми порфиритами. К этим же породам относятся некоторые разновидности упомянутых выше берешитов (фиг. 192).

Как жильная и кревая фация ийолитов встречаются ийолитовые порфиры, состоящие примерно из 50% нефелина, 40% пироксена и 10% акцессорных минералов.

При рассмотрении жильных пород, отвечающих нормальным (не щелочным) габбро, мы указывали на существование жильных габбро-пегматитов. Пегматоидные грубозернистые обособления встречаются и в некоторых щелочных габброидных породах, но только для ийолитов они описаны под названием ийолит-пегматитов. Они встречены в Куолаярви в Финляндии (Хакман, 1925) в виде отдельных глыб. Размер призм пироксена, составляющих около 40%, достигает величины нескольких сантиметров; между этими призмами красноватые и серые зерна нефелина (35%) и канкринита (до 20%), примеси апатита, магнетита, титанита, биотита, кальцита. Пироксен щелочной зеленый, но не плеохроичный; нефелин частью разложен.

Особый интерес представляют лампрофировые породы, отвечающие рассматриваемой группе щелочных габброидных и базальтоидных пород. Их «лампрофировая» природа устанавливается геологически. Они встречаются очень часто в связи с массивами щелочных пород (нефелиновыми сиенитами и др.), чему раньше придавали большое значение и что послужило главной причиной выделения их как лампрофиров в особую группу. Но в некоторых случаях такой видимой связи может и не быть. Щелочной габброидный характер этих лампрофировых пород выражен ярче, чем в рассмотренных раньше лампрофирах. Мы уже отмечали некоторые черты в составе лампрофиров вообще, которые сближают их с щелочными габброидными породами. Так, например, в минеттах и вогезитах вместе с щелочным полевым шпатом присутствует значительное количество цветного минерала; по этому признаку они приближаются к таким породам, как шонкиниты, и это отражается и на сходстве химического состава. Мы, тем не менее, рассматривали эти лампрофиры в группах сиенитовых и диоритовых пород, исходя из их качественного минерального состава и их геологической связи с обычными известково-щелочными породами. Теперь нам придется коснуться лампрофиров, связанных геологически преимущественно с глубинными породами щелочными. Уже давно Розенбуш предложил различать два ряда этих пород: 1) ряд камптонит — мончикит и 2) ряд альнёит — бергалит — польценит. Эти два ряда отличаются один от другого достаточно отчетливо по присутствию мелилита в членах второго ряда.

Камптониты и мончикиты рассматривают как лампрофиры, входящие в жильную свиту щелочных глубинных пород. Характерной для них комбинацией цветных минералов являются титанистый авгит (иногда пироксен с диопсидовым ядром и эгириновой каймой) и биотит, или титанистый авгит и баркевикит, или все эти три минерала одновременно. Другие особенности отдельных типов этого ряда заключаются в следующем.

Камптониты (фиг. 193, 194) состоят из черной мелкозернистой или плотной на вид массы, представляющей полнокристаллический агрегат плагиоклаза (андезина или реже более основного), призматических кристаллов баркевикита и иногда также титанистого авгита, реже зеленого щелочного пироксена; эта масса или целиком слагает всю породу, или содержит более или менее многочисленные фенокристаллы баркевикита и титанистого авгита, или же авгита и биотита, иногда даже всех этих трех минералов одновременно; нередко присутствуют также порфировые выделения оливина, превращенного обычно в серпентин. Количественный состав свежего камптонита примерно такой: плагиоклаза (андезина) 40—50%; цветных силикатов — баркевикита и авгита 45—40%; иногда оливина до 10—12%; остальное — акцессорные и вторичные минералы. Относительное количество баркевикита и титанистого авгита переменчиво, но в типичных камптонитах баркевикит преобладает или играет существенную роль. При его убывании мы имеем авгитовый камптонит.

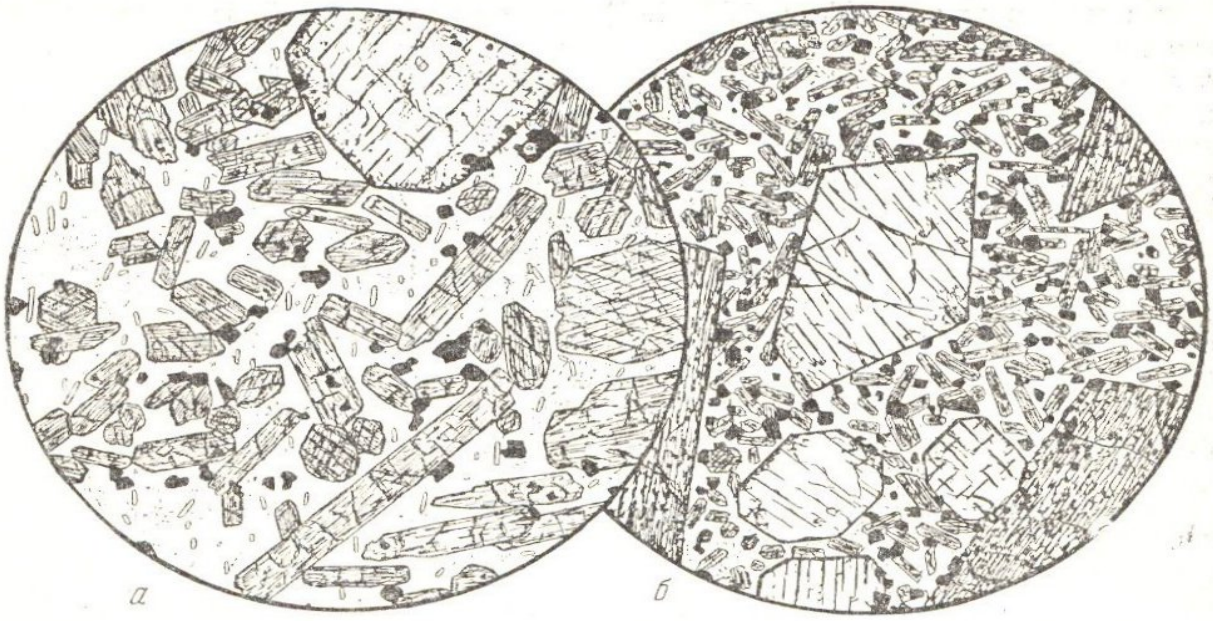
В некоторых случаях в камптонитах появляется ортоклаз, и мы имеем переходный тип — камптовогезит. От похожих на камптониты по структуре и отчасти по минеральному составу спессартитов камптониты отличаются характером амфибола и более значительным количеством цветного минерала.

Мончикиты (фиг. 195) — базальтоидные щелочные горные породы всегда порфировой структуры, фенокристаллы в них те же, что и в камптонитах: авгит, оливин, баркевикит, а также биотит. Основная масса темносерая, афанитовая и состоит из большего или меньшего количества бесцветного или буроватого изотропного вещества и обильных микролитов баркевикита большей частью вместе с микролитами авгита, изредка также плагиоклаза. В некоторых мончикитах присутствуют как в выделениях, так и в основной массе плагиоклаз, лейцит, содалит, нозеан или заменяющий фельдшпатиды анальцим и только в основной массе — нефелин и иногда мелилит. Присутствие тех или иных из этих минералов создает переходные разности. Изотропное вещество в основной массе мончикитов Розенбуш (Гунтер и Розенбуш, 1890) принимал за стекло, указывая, что порошок мончикита при обработке соляной кислотой, особенно горячей, дает студенистую массу. Пирсон (1896) и другие авторы указывали, что вещество основной массы мончикитов существенно состоит из анальцима.

В зависимости от преобладания биотита или баркевикита, как камптониты, так и мончикиты разделяются на биотитовые и роговообманковые, а среди мончикитов по их минеральному составу выделяют еще лейцитовые, гаюиновые мончикиты и т. д.

Некоторые виды получили особое название: так, например, мончикит с выделениями оливина и титан-авгита в стекловатой массе, содержащей потенциальный ортоклаз, получил название рицционита; мончикит с выделениями только титанистого авгита в стекле — фурчита; с выделениями авгита и баркевикита — джумарита и т. д.

Камптонит получил свое название от местности Камптон-Фоллс в Нью-Гемпшире, США (Розенбуш, 1887), а затем встречался и в других местах США, где эти жильные породы распространены в области развития щелочных и нефелиновых сиенитов. Они встречаются во многих местностях в ассоциации с этими щелочными породами в Бразилии (Гунтер и Розенбуш, 1890), в Португалии (Вервеке, 1880), в Норвегии, в районе Осло (Брёггер, 1898). Последние содержат фенокристаллы измененного оливина и реже пироксена в основной массе из плагиоклаза и баркевикита.



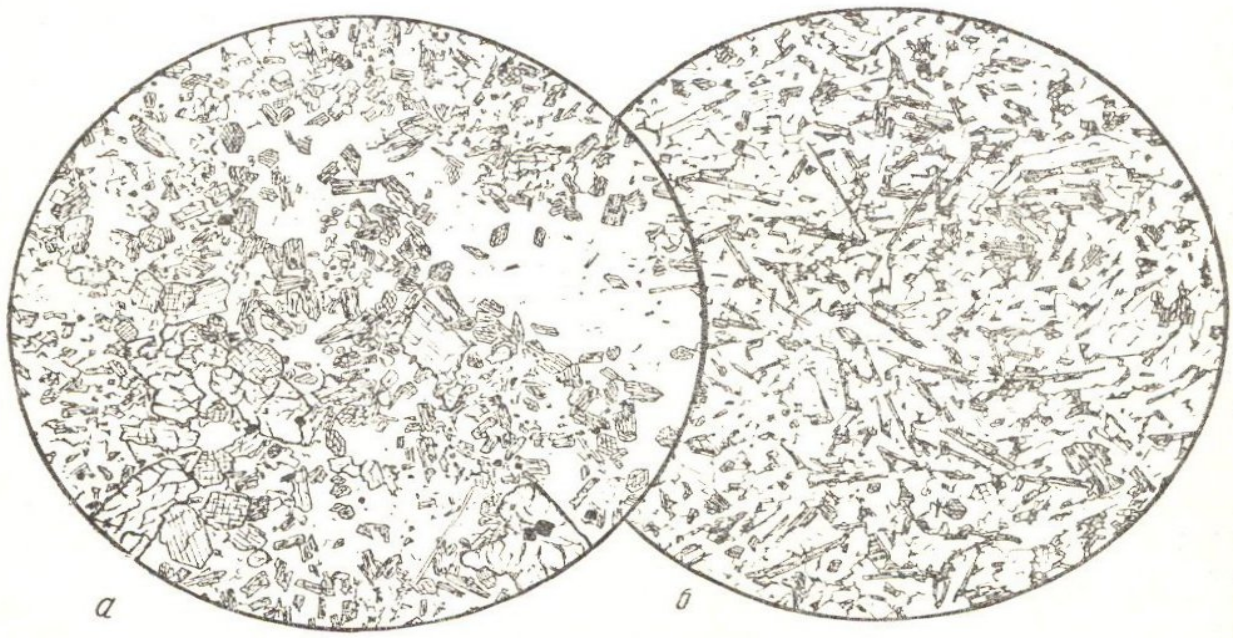
Фиг. 193.

а. Камптонит. Иарен, район Осло, Норвегия.

Преобладающий баркевикит, авгит (вверху), плагиоклаз и акцессорные — апатит и магнетит $d = 1{,}7$ мм. По Рейнишу, 1920.

в. Камптонит. Мэн, район Осло, Норвегия.

Порфировая структура. Фенокристаллы бесцветного авгита (в центре) и баркевикита. Основная масса состоит из баркевикита, плагиоклаза и магнетита; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.



Фиг. 194.

а. Камптониты. Хибины.

Оливин, авгит, баркевикит и полевой шпат (плагиоклаз и немного калиевого полевого шпата); $d = 4{,}1$ мм.

б. Камптониты. Бердяуш, Урал.

Длинные иглы баркевикитоподобной роговой обманки; между ними плагиоклаз; $d = 3{,}7$ мм. По А. Н. Заварицкому, 1937.

В Советском Союзе типичные камптониты указываются на островах Кандалакшского архипелага (Белянкин и Куплетский, 1924), на Украине — в виде тонких жил в щелочных гранитах (Лучицкий и Лебедев, 1934), на Урале — тоже, видимо, в связи с щелочными породами — в Бердяушском плутоне (А. Н. Заварицкий, 1937), в Закавказье в Ахалцыхском районе (Белянкин и Петров, 1940) и в других местах. Камптовогезиты описаны на Урале (Левинсон-Лессинг, 1905_2).

Мончикиты также находятся в связи с щелочными породами и получили название от известных гор Серра-ре-Мончики в Португалии, где развиты нефелиновые сиениты (фойяиты). Как типичный мончикит была описана порода из Бразилии (Гунтер и Розенбуш, 1890); она содержит небольшие выделения оливина и авгита и, кроме того, то биотита, то баркевикита в плотной массе, напоминая по виду или минетты, или вогезиты. Затем мончикиты описывались из многих мест; в частности, получили известность мончикиты из Чешских Средних гор (Гибш, 1898) где встречаются разновидности с лейцитом, из Зибенгебирге (Буз, 1904), где известен гаюиновый мончикит (гепторит).

В Советском Союзе давно известны описанные И. А. Морозевичем (1903), а позднее В. И. Лучицким и П. И. Лебедевым (1934) мончикиты из Украины (реки Калмиус и Кальчик); в мончикитах из Хибин (Лупанова, 1934) крупные вкрапленики оливина и реже биотита заключены в основной массе из авгита, слюды, полевых шпатов и примеси магнетита.

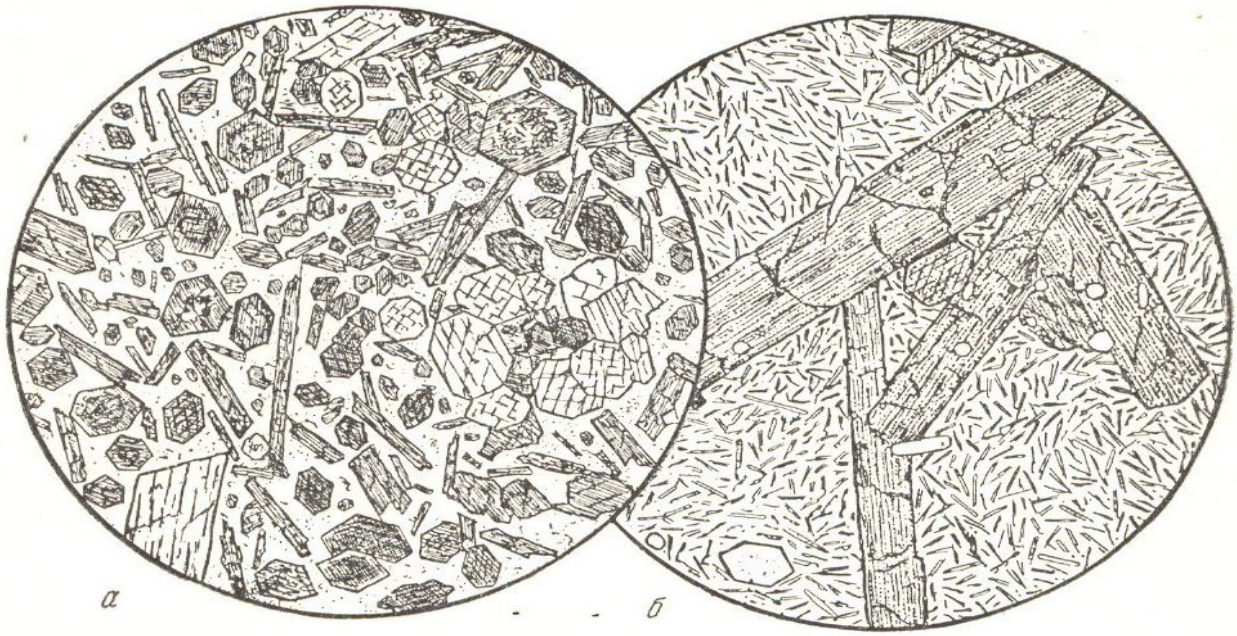
В Арканзасе в горах Фурч (Дж. Вильямс, 1891) были описаны похожие на мончикиты породы, которые отличаются отсутствием оливина и богатством пироксена, количество которого доходит до 75%. Порода отчетливо порфировая с выделениями авгита до 2—3 см величиной в черной основной массе. Под микроскопом авгит фиолетовый, основная масса сильно разложенная, окрашенная окислами железа и, по-видимому, содержит анальцим. У нас похожие на фурчиты авгитово-биотитовые порфировые породы встречаются в окрестностях Кандалакши (Белянкин и Куплетский, 1924).

К фурчиту близок у а ч и т и т с р. Уачита, тоже в Арканзасе (Кемп, 1891). Эта порода содержит в виде крупных фенокристаллов биотит или авгит, или оба эти минерала. Под микроскопом основная масса состоит существенно из авгита, биотита, магнетита и небольшого количества бесцветного изотропного вещества; только случайно попадается роговая обманка или разложенный оливин. Близкие породы встречены у нас в щелочной провинции севера Центральной Сибири.

Горные породы ряда альнёит — бергалит — польценит характеризуются, как сказано, присутствием мелилита. Они отвечают описанным выше зернистым породам — турьяиту, окаиту и ункомпагриту.

А л ь н ё и т ы (фиг. 196) представляют жильные базальтоидные породы, похожие по внешнему виду на мончикиты, обычно более темные с фенокристаллами биотита, напоминая этим минетты.

Альнёиты характеризуются комбинацией оливина, биотита, авгита, мелилита и перовскита. В типичных представителях с о-ва Альнё (Хёгбом, 1895) оливин встречается только в фенокристаллах и обнаруживает следы коррозии, биотит — сильно плеохроичный лепидомелан, аномит или флогопит. Пироксен почти бесцветный и зеленоватый, обычно разложенный с периферии. Таблички мелилита с базальной спайностью переполнены почти до непрозрачности включениями пылинок. Обычной примесью, кроме апатита и перовскита, является также кальцит, иногда гранат, пирротин, хромит хлорит. Типичный альнёит состоит почти из



Фиг. 195.

а. Мончикит. Санта- Крус, Рио-де-Жанейро, Бразилия.

Многочисленные фенокристаллы авгита и баркевикита в стекловатой основной массе; $d = 2{,}1$ мм. По Розенбушу, 1923.

б. Амфиболовый мончикит. Фернандо-Норонья, Бразилия.

Крупные кристаллы бурого амфибола и акцессорного апатита (внизу) находятся в массе, состоящей из того же амфибола и анальцима; $d = 2{,}6$ мм н. По Харкеру, 1935.



Фиг. 196 Альнёит. Зеркальная река, Капская обл., Южная Африка.

Фенокристаллы оливина, мелкие призмочки мелилита, единичные зернышки перовскита (несколько ниже центра) и магнетита находятся в стекловатой основной массе; *d* около 2,5 мм. По Харкеру, 1935.

равных количеств мелилита и биотита, составляющих вместе $^2/_3$ породы; остальное — авгит (15—20%), оливин (5%), рудные минералы (5%) и другие акцессорные до 10%. В других месторождениях встречаются гаюин, нефелин.

Интересна разновидность альнёита с острова Кадье в Квебеке (Боуэн, 1922), содержащая монтичеллит (монтичеллитовый альнёит). В тонкозернистой серой массе выделяются фенокристаллы биотита размером до 1 см с пойкилитовыми вростками других минералов; порода подверглась неравномерно вторичным изменениям. Монтичеллит находится в ней в кристаллических зернах до 1,5 мм величиной, содержащих внутри остатки оливина и авгита. Количество монтичеллита доходит до 10%.

Альнёиты известны, кроме Альнё и Квебека, в Монтане (Росс, 1926) и других местах. В нашей стране альнёит описан с Турьего полуострова (Белянкин и Влодавец, 1932). В некоторых разновидностях здесь имеет большое развитие гранат (меланит). Похожие на альнёиты породы, бедные мелилитом и с анальцимом, переходные к уачититам, известны на севере Центральной Сибири.

Под названием б е р г а л и т была описана Зёльнером (1913) жильная порода, содержащая мелилит и гаюин. Это порфировая порода с выделениями мелилита, гаюина, биотита и изредка авгита, всегда корродированного. Эти выделения заключены в плотной основной массе, стекловатой и содержащей микролиты нефелина, магнетита, перовскита и апатита. Иногда много вторичного кальцита. Порода встречается в Кайзерштуле (Баден).

П о л ь ц е н и т ы из окрестностей Плучницы (Польцена) в Чехословакии представляют собой содержащие оливин и мелилит лампрофировые породы, лишенные авгита (встречаются только спорадические следы титанистого авгита). Шейман (1913, 1922), выделивший их, позднее разделил их на два типа. В одном из них — м о д л и б о в и т е (фиг. 197*а*) монтичеллит отсутствует; в виде фенокристаллов выделяется аномит. В основной массе оливин 22%, мелилит, лазурит, обильный флогопит и биотит (22%), образующий мезостазис; акцессорные — перовскит, рудные минералы, апатит, также авгит и в цементе нефелин.

Другой вид польценита — в е с с е л и т (фиг. 197*б*) отличается от первого отсутствием лазурита и содержанием монтичеллита (до 10%). Это диабазоподобная жильная порода из оливина (23%), монтичеллита (10%); мелилита (33%); примеси — флогопит, нефелин (по 10%), обилен перовскит.

Химический состав жильных пород группы щелочных габброидов

В табл. 33 приведены химические анализы разнообразных жильных пород рассматриваемой группы. Они, конечно, не отражают всего разнообразия в составе этих пород, характерного, как мы видели, вообще для всей этой группы. Даны только главнейшие типы.

С точки зрения химизма пород можно подметить такие группы. Первая объединяет эссексит-диабаз, муджиерит, тешенит, кринанит, а также мончикит и камптонит. Для всех этих пород обнаруживается закономерное изменение числовых характеристик: с уменьшением параметра b одновременно растет a и убывает c. Мончикит несколько выделяется пониженной величиной c.

Таблица 33

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IX	XII
SiO_2	50,07	49,86	45,52	44,38	39,48	40,70	45,17	42,03	36,40	32,31	33,03	35,65
TiO_2	1,58	2,12	2,07	1,98	10,90	3,86	1,90	3,70	0,42	1,41	1,35	1,74
Al_2O_3	15,25	14,42	16,08	15,46	5,76	16,02	14,78	13,60	12,94	9,50	13,02	13,24
Fe_2O_2	3,37	5,65	4,18	3,27	8,42	5,43	5,10	7,50	8,27	5,42	4,73	6,68
FeO	6,21	7,49	6,37	10,17	7,55	7,84	5,05	6,65	4,59	6,34	5,60	7,64
MnO	0,14	0,39	0,27	0,26	0,27	0,16	0,35	—	—	0,01	0,40	0,29
MgO	5,97	3,43	4,85	7,27	5,98	5,43	6,26	6,41	11,44	17,43	3,97	14,38
CaO	9,94	6,80	8,34	9,24	12,72	9,36	11,06	14,15	14,46	13,58	12,72	13,17
Na_2O	3,87	4,21	4,63	3,31	2,08	3,23	3,69	1,83	0,97	1,42	5,79	3,64
K_2O	1,45	1,67	2,09	0,90	1,26	1,76	2,73	0,97	3,01	2,70	3,04	1,77
H_2O	2,16	3,09	4,92	3,48	2,99	5,59	3,40	1,08	2,36	7,50	6,00	1,02
P_2O_5	—	0,87	0,68	0,28	1,53	0,62	0,51	0,57	1,04	2,38	0,58	0,86

I — эссексит-диабаз, Армения (среднее из двух) (Паффенгольц, по личному сообщению, 1951 г.)
II — муджиерит (среднее) (Дэли, 1933)
III — тешенит (среднее) (Дэли, 1933)
IV — кринанит (среднее) (Дэли, 1933)
V — юсит (Рачковский, 1912)
VI — камптонит (среднее) (Дэли, 1933)
VII — мончикит (среднее) (Дэли, 1933)
VIII — фурчит (Дж. Вильямс, 1891)
IX — уачитит (Кемп, 1891)
X — бергалит (Зёльнер, 1913)
XI — альнёит (среднее) (Дэли, 1933)
XII — польценит-модлибовит (Трёгер, 1935)

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	10,7	4,9	26,3	58,1	34	38	28	80
II —	12,1	3,9	23,5	60,5	54,2	25,9	19,9	79,1
III —	13,9	4,4	25,4	56,3	40,9	34,2	24,9	77,3
IV —	8,8	6,3	31,2	53,7	42,0	40,9	17,1	84,1
V —	6,5	0,6	39,3	53,6	36,9	25,7	37,4	70,8
VI —	10,5	6,4	29,3	53,8	45,2	34,3	20,5	73,2
VII —	12,3	3,9	30,1	53,7	31,9	35,8	32,3	67,4
VIII —	5,7	6,5	35,5	52,3	36,7	31,6	31,6	73,2
IX —	6,8	5,5	44,6	43,1	26,5	45,1	28,4	32,9
X —	7,0	2,7	53,1	37,2	19,6	54,9	25,5	44,2
XI —	19,6	0,1	36,3	44,0	30,4	21,2	48,4	74,6
XI —	10,0	3,3	47,2	39,5	26,3	48,7	25,0	75,6

Юсит, в соответствии с его исключительным нахождением в виде шлира, обнаруживает очень своеобразный состав, приближаясь к щелочным пироксенитам. Необычно высокое содержание титана.

Уачитит — фурчит являются членами ряда другой группы. При одинаковом отношении *a: c* составы этих пород заметно различаются по величине *b*.

Третью группу составляют мелилитовые породы: альнёит — польценит — бергалит, которые показывают широкие колебания в химическом составе, причем количество щелочей (*a*) резко увеличивается одновременно с значительным уменьшением *b*, главным образом магнезии; абсолютное содержание извести мало меняется. Рассмотренная выше (в группе зернистых плутонических пород) мелилитовая порода — турьяит по составу является средней между польценитом и бергалитом. Альнёит по высокому значению параметра *b* далеко выходит за пределы составов зернистых (плутонических) щелочных габброидных пород, которые мы рассматривали в предыдущем разделе. Наоборот, среди приведенных составов типичных жильных пород из группы щелочных габброидов отсутствуют такие сильно щелочные типы, как породы группы ийолита — малиньита — ковита, и отчасти и тералит. Состав тешенита больше совпадает с составом эссексита, чем тералита, с которым его обыкновенно сопоставляют.

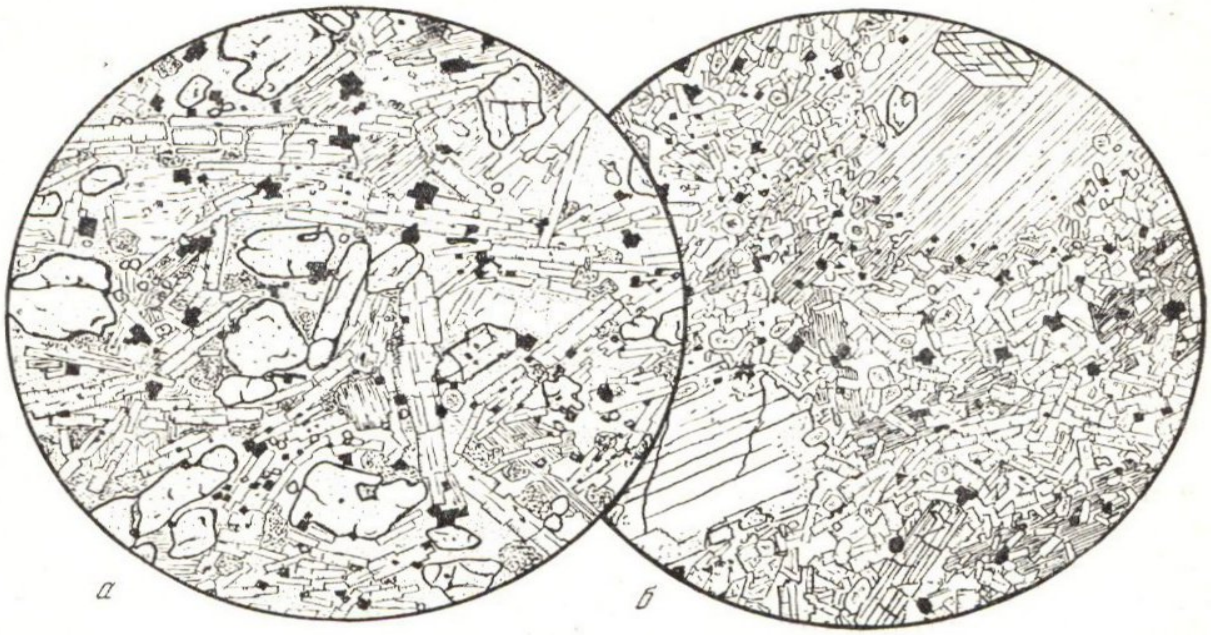
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТОИДНЫЕ ПОРОДЫ

При рассмотрении группы щелочных габброидных пород мы видели, что она обнимает виды горных пород с широко варьирующим минеральным и химическим составом. В соответствии с этим и в группу щелочных базальтоидных пород мы включаем разнообразные горные породы, имеющие в общем облик базальтов, но отличающиеся от них щелочным характером, выражающимся как химически, так и минералогически. Поскольку отличительным признаком группы является повышенное количество щелочей, то, естественно, могут быть намечены как бы два ряда среди этих пород. В породах одного из них заметно повышенное содержание калия, в породах другого — натрия.

Такие же два ряда мы видели и в плутонических щелочных габброидных породах.

Щелочной характер, когда он слабо выражен, может ограничиваться изменениями в характере полевошпатовой составной части породы: если в породе имеет место замена части полевошпатовой извести натром, то мы встречаемся с базальтами, отличающимися ненормальным, более натровым (кислым) составом плагиоклаза; если вместо натрия замечается относительное повышение калия, то в базальтах появляется калиевый полевой шпат (ортоклаз и др.). При более резко выраженном щелочном характере породы появляются фельдшпатиды — нефелин и лейцит. Повышение щелочности отражается также и на характере цветного минерала (титанистый авгит вместо базальтического, появление биотита и т. п.).

Пока фельдшпатидов нет или они присутствуют в подчиненном количестве, мы говорим о щелочных базальтах или, как их также называют, трахибазальтах. Когда фельдшпатиды присутствуют уже как существенная составная часть пород, эти породы получают особое название: тефритов, базанитов (или оливиновых тефритов) и нефелиновых и лейцитовых базальтов. Необходимо еще считаться с одной особенностью, свойственной вулканическим породам. В тех случаях, когда горная порода



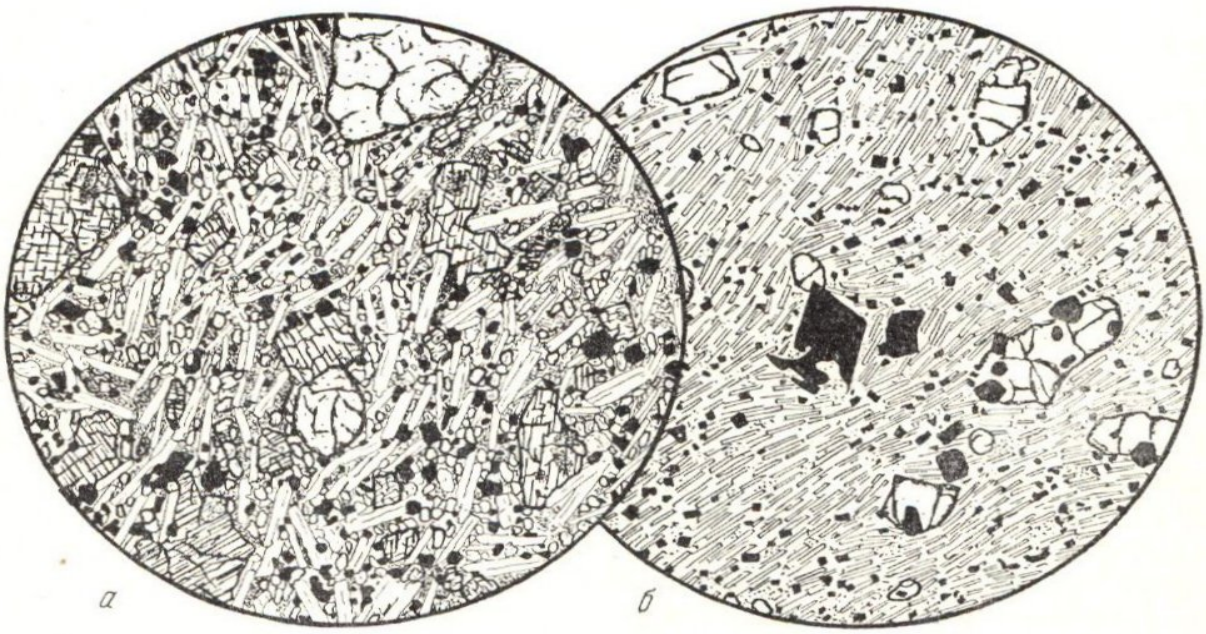
Фиг. 197.

а. Польценит (модлибовит). Модлибов, окрестности Плучницы (Польцена). Чехословакия.

В фенокристаллах оливин, мелилит и биотит. Эти же минералы обра уют ссновную массу. Акцессорные — магнетит, апатит. По Джохенсену. 1938.

б. Весселит. Вессельн, Плучница, Чехословакия.

Мелилит, амфибол, биотит, магнетит и анальцим. По Джохенсену, 1938.



Фиг. 198.

а. Трахибазальт. Фрикгофен, Нассау, Германия.

Фенокристаллы — оливин, авгит. Основная масса состоит из плагиоклаза, авгита и в промежутках между ними небольшого количества калиевого полевого шпата. Довольно много магнетита. Микролиты плагиоклаза располагаются субпараллельно; $d = 2{,}2$ мм. По Рейнишу, 1920.

б. Муджиерит. Остров Скай, Шотландия.

В фенокристаллах оливин. Основная масса состоит из субпараллельно расположенных микролитов олигоклаза. Довольно много магнетита; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

не вполне раскристаллизована и содержит много стекла, щелочные составные части могут оставаться скрытыми в этом стекле и в виде кристаллических выделений присутствуют только фемические минералы. Наконец, к щелочным базальтоидным породам по генетическим связям и по минеральному составу примыкает также, как мы видели в зернистых плутонических и жильных породах, группа вулканических мелилитовых пород.

Таким образом, в соответствии с тем, что мы видели в группе щелочных габброидных пород, эффузивные щелочные базальтоидные породы могут быть охарактеризованы прежде всего как базальты, в составе которых часть известкового алюмосиликата заменена щелочным алюмосиликатом. Они могут быть разделены на такие подгруппы:

1. Щелочные базальты или трахибазальты (и трахидолериты), соответствующие эссекситам и отчасти (по химическому составу) шонкинитам. Щелочной характер не очень резко проявляется и выражается в присутствии щелочного полевого шпата и иногда второстепенной примеси фельдшпатидов, а также в свойственном щелочным горным породам характере цветных минералов.

2. Тефриды и оливиновые тефриты (базаниты) с существенным содержанием фельдшпатидов наряду с основным плагиоклазом, соответствующие тералитам.

3. Санидиновые, лейцитовые и нефелиновые базальтоидные породы, отличающиеся от тефритов и базанитов существенным содержанием санидина (анортоклаза) вместо плагиоклаза.

4. Мелилитовые базальты, характеризующиеся присутствием мелилита.

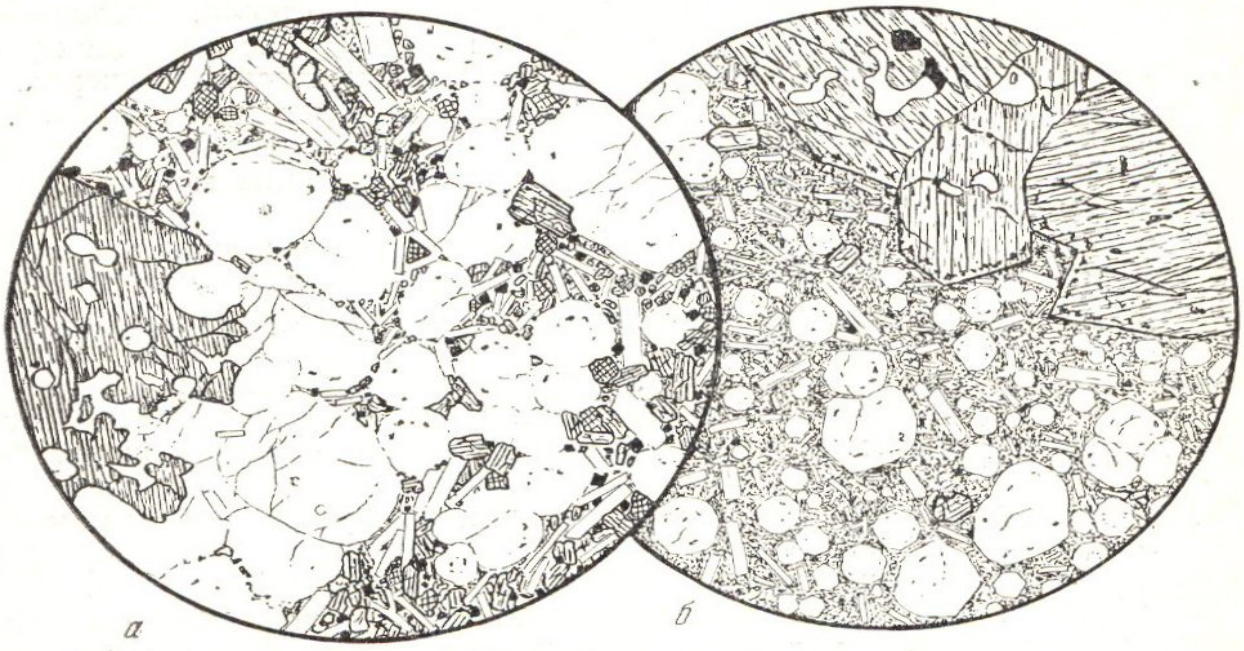
5. Лимбургиты и авгититы, в которых значительная часть породы застыла в виде стекла, щелочного по составу.

Рассмотрим все эти главнейшие типы базальтоидных пород подробнее.

1. Щелочные базальты или трахибазальты (фиг. 198*а*) — эффузивные базальтоидные породы, существенно состоящие из пироксена и основного плагиоклаза, а также оливина и из заменяющего часть плагиоклаза щелочного полевого шпата; как случайные в небольшом количестве могут быть фельдшпатиды. Пироксен представлен титанистым авгитом, реже диопсидом, в некоторых случаях с оторочкой эгирин-авгита. Иногда характерна замена части авгита бурой роговой обманкой. Плагиоклаз — от основного андезина до анортита; щелочной полевой шпат — большей частью санидин, ортоклаз или анортоклаз, иногда альбит.

Породы эти обладают обычно порфировой структурой, причем имеют макроскопически афанитовую, серую, темносерую и даже черную плотную основную массу, состоящую, как видно под микроскопом, из магнетита и плагиоклаза, щелочного полевого шпата, авгита и эгирин-авгита и, как сказано, иногда примеси фельдшпатидов. В фенокристаллах содержат пироксен и плагиоклаз. Иногда появляются также выделения базальтической роговой обманки, изредка энигматита, коссирита или рёнита, а также оливина, титанита.

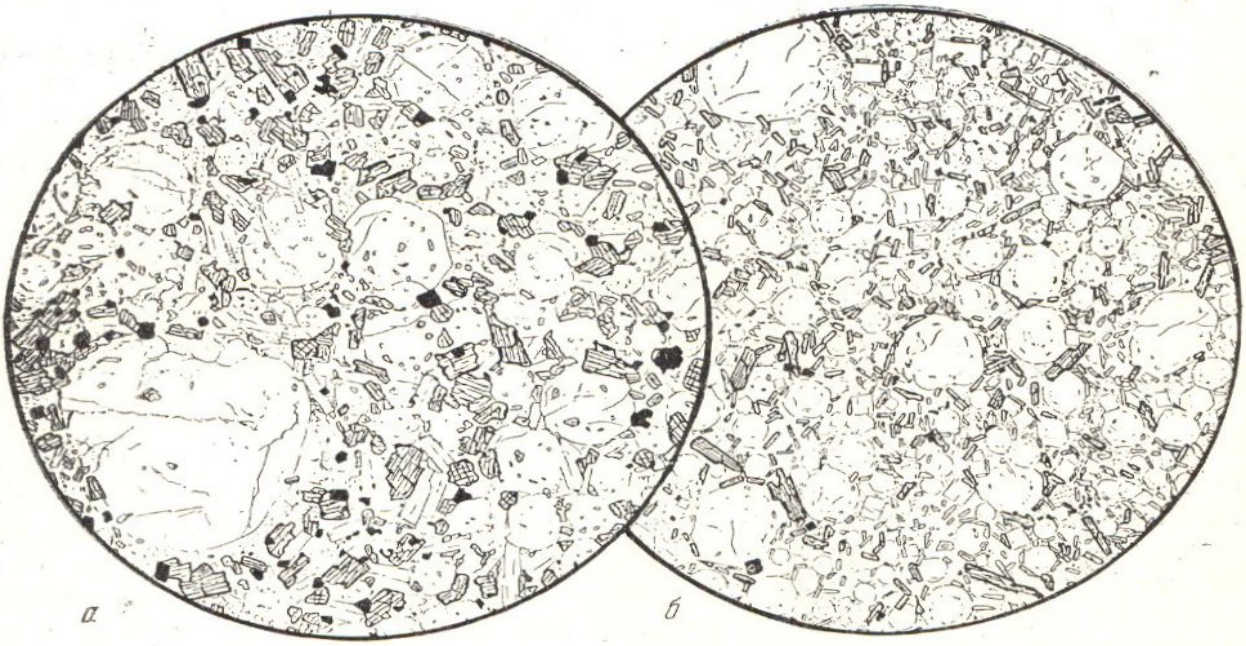
Микроструктура основной массы трахибазальтов зависит от относительного количества входящего в ее состав щелочного полевого шпата и обычно приближается к пилотакситовой или гиалопилитовой, но иногда к трахитовой. Интерсертальная и витрофировая структуры более редки. Трахибазальты в собственном смысле представляют собой породы, близкие к базальтам, отличаясь от них небольшим, иногда ничтожным содержанием в основной массе щелочного полевого шпата и иногда фельдшпатидов.



Фиг. 199. Лейцитовые тефриты Везувия.

а. Атрио-дель-Кавалло. Преобладают фенокристаллы лейцита и авгита. В основной массе авгит и основной плагиоклаз. Акцессорный магнетит; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.

б. Лава извержения 1813 г. Крупные выделения авгита и более мелкие лейцита и лабрадора в гипокристаллической основной массе с большим количеством стекла; $d = 2{,}6$ мм.



Фиг. 200. Лейцитовые тефриты с типичной оцелляровой структурой.

а. Авернское озеро, Италия. Собственно базальтоидный тип тефрита. Лейцит, буроватый авгит, основной плагиоклаз и магнетит; $d = 2{,}0$ мм. По Рейнишу, 1920.

б. Везувий. Фонолитоидный тип. Основную массу породы слагают лейцит, эгирин-авгит, плагиоклаз и нефелин; $d = 2{,}0$ мм. По Половинкиной и др., 1948.

В типах, относительно богатых щелочами, мы имеем переходы то к трахитам, то даже к фонолитам, то к тефритам. Иногда наблюдается значительное обогащение породы ортоклазом. Соответственно этому Розенбуш и другие исследователи различали трахидолериты трахитоидные, фонолитоидные, тефритовые и, наконец, шонкинитовые и монцонитовые. Термин «трахидолериты» употреблялся как синоним трахибазальтов. Лучше, однако, сохранить его только для полнокристаллических разновидностей этой подгруппы горных пород.

Так как натровый щелочной полевой шпат — альбит — обыкновенно входит в твердый раствор с плагиоклазом, то его повышенное содержание в составе магмы выражается лишь в повышенной кислотности выделяющегося плагиоклаза, поэтому к числу трахибазальтов нужно отнести также базальты с ненормально кислым плагиоклазом (альбит — олигоклаз), т. е. базальты, в которых значительная часть анортитового компонента замещена альбитом. Такого рода базальтовые породы с ненормально кислым плагиоклазом и иногда с присутствием калиевого полевого шпата, естественно, не могли не обратить на себя внимания петрографов, и отдельные представители их в некоторых случаях получили особые названия. Таковы, например, с к о м е р и т ы и м а р л е з и т ы. В первых авгит преобладает над оливином, во вторых оливин превращен в агрегаты бурой слюды, попадается роговая обманка (Томас, 1911). Эти породы отвечают залегающим в виде силла муджиеритам (фиг. 198*б*).

Очень характерно нахождение базальтов с относительно кислым плагиоклазом, именно андезином, среди лав гавайских вулканов. Такие базальты получили название гавайитов (Иддингс, 1913). Они представляют, несомненно, тип щелочного базальта. Лава вулкана Этны (извержений 1910 г.) также является андезиновым базальтом. Она состоит из 59% андезина, 28% авгита, 5% оливина и 8% магнетита.

Само собой понятно, что в данном случае имеется в виду состав первичного, непосредственно выделившегося из расплава, плагиоклаза и исключаются те случаи, когда мы имеем дело с альбитизацией плагиоклаза, как это имеет место в спилитах.

Если повышенное содержание натра и, соответственно, возрастание относительного количества натрового щелочного полевошпатового компонента ведет к повышению кислотности плагиоклаза в базальте, то повышенное содержание калия, в силу несмесимости анортита и ортоклаза, выражается в появлении калиевого полевого шпата, который, как это вытекает из его отношения с анортитом, обыкновенно выделяется в виде оболочек на фенокристаллах основного плагиоклаза и частью в основной массе породы. Такие ортоклазовые базальты и несколько более кислые породы давно были описаны из хребта Абсарока Иддингсом (1895), объединившим разных их представителей в ряд а б с а р о к и т — ш о ш о н и т — б а н а к и т.

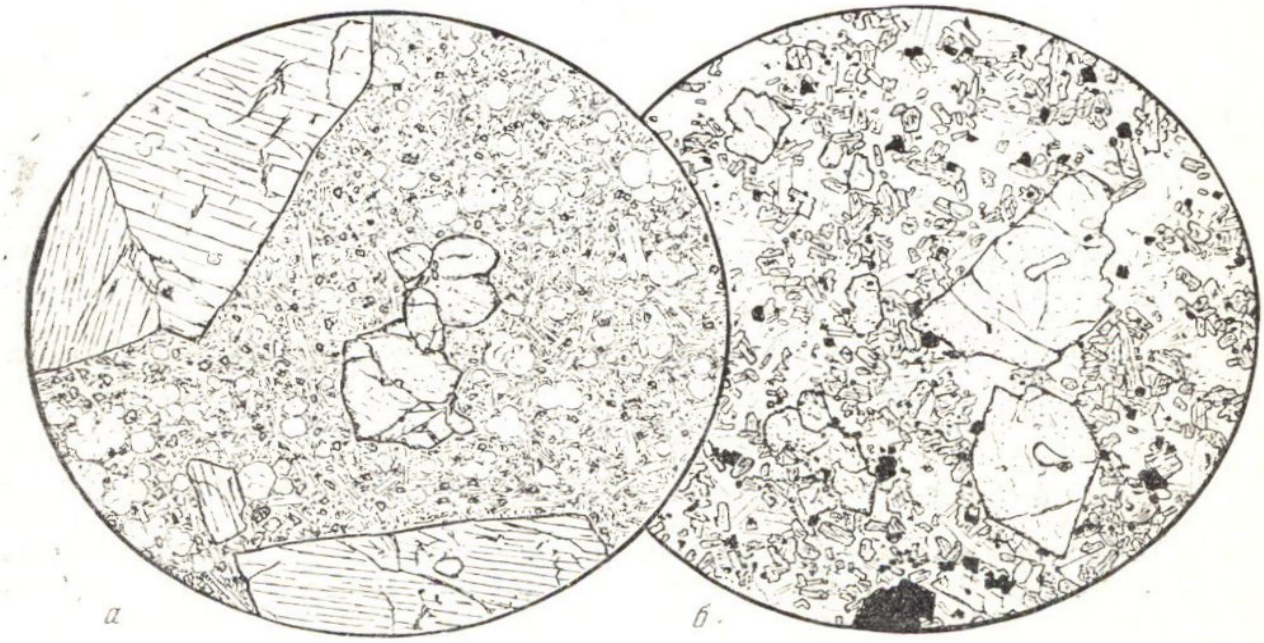
Банакиты и шошониты, описанные из района Иеллоустонского парка, представляют, таким образом, базальты, обогащенные ортоклазом. Подобные породы известны у нас в Закавказье (Гинзберг, 1913). В близких к ним итальянских породах («чиминитах») появляется примесь лейцита (Вашингтон, 1896).

По формам залегания, характеру разложения и ассоциации с другими горными породами трахибазальты близки с трахиандезитами.

2. Т е ф р и т ы и о л и в и н о в ы е т е ф р и т ы (базаниты) связаны постепенными переходами с трахибазальтами и могут быть рассматриваемы как эффузивные представители тералитовой магмы. Как

на переходную разновидность между трахибазальтами и тефритами можно, например, указать на базальт с о-ва Линозы (л и н о з и т) в Средиземном море (Вашингтон, 1908). Эта горная порода состоит из 50% лабрадора, около 50% нефелина, из 35—40% авгита и оливина, из которых преобладает то один, то другой, из 10% магнетита и 1% апатита. Небольшое количество фельдшпатида в подобных породах может остаться скрытым в стекле.

Тефриты (фиг. 199, 200) характеризуются содержанием в качестве главных компонентов основного плагиоклаза и одного или нескольких



Фиг. 201.

а. Лейцитовый базанит (оливиновый тефрит). Везувий.

Крупные порфировые выделения авгита и оливина (в центре). Основная масса состоит из лейцита, плагиоклаза и авгита; $d = 3{,}3$ мм.

б. Анальцимовый базальт. С. Шмаковка. Дальний Восток.

В фенокристаллах оливин. В основной массе авгит, плагиоклаз и в промежутках анальцим. Акцессорный магнетит; $d = 0{,}9$ мм.

фельдшпатидов, обыкновенно лейцита и нефелина, реже гаюина. В тефритах главным цветным минералом, обильным в соответствии с базальтоидным характером породы, является пироксен, а в базанитах к нему присоединяется также оливин. В этом и заключается различие тефритов и базанитов, и поэтому предлагалось совсем выбросить из петрографической номенклатуры особый термин «базанит», называя такие горные породы оливиновыми тефритами (фиг. 201*а*).

Тефриты обладают, как правило, порфировой структурой, причем в фенокристаллах, кроме названных минералов, иногда встречаются также роговая обманка, биотит, титанит и изредка меланит, а в основной массе содержатся как постоянные составные части плагиоклаз и фельдшпатиды — лейцит или нефелин (или оба вместе), а также пироксен и рудный минерал; непостоянными являются — оливин, небольшое количество санидина и немного буроватого или желтоватого стекла. Макроскопически основная масса серая, темносерая, редко черная; излом ее то шероховатый и тонкозернистый, то плотный и афанитовый.

Как тефриты, так и оливиновые тефриты (базаниты) разделяются, во-первых, на лейцитовые, нефелиново-лейцитовые или нефелиновые, смотря по тому, какой из фельдшпатидов преобладает, или же они встречаются в приблизительно одинаковом количестве: во-вторых, различают более богатые фемическими составными частями и плагиоклазом собственно базальтоидные тефриты и более богатые фельдшпатидами — фонолитоидные.

Микроструктура основной массы определяется тем, что плагиоклаз находится в ней в виде идиоморфных лейсточек, пироксен — в форме идиоморфных призмочек, лейцит — в правильных округлых кристалликах, а нефелин и санидин, а также стекло, если оно имеется, выполняют промежутки между кристалликами перечисленных минералов. Нередко встречаются пористые и миндалекаменные текстуры; миндалины выполнены большей частью цеолитами.

Некоторые тефриты и базаниты получили особые названия на основании различий в количественном отношении минералов или других второстепенных признаков. Так, среди тефритовых пород, широко распространенных в итальянской петрографической провинции, различают везувиты (Лакруа, 1917), представляющие современные лавы Везувия из 40% лейцита, 35% авгита, около 20% битовнита, около 5% оливина и акцессорных минералов с ничтожной примесью нефелина; викоиты (Вашингтон, 1906) — 40% лейцита, 20% натрового санидина, 20% основного лабрадора, 15% авгита и оливина и 5% акцессорных минералов; орвиетиты (Ниггли, 1923) — 32% лабрадора, 30% санидина, 17% лейцита, 14% авгита и небольшое количество оливина, биотита и акцессорных минералов. Оттаяниты (Лакруа, 1917) несколько беднее везувитов лейцитом (около 25—30%) и содержат фенокристаллы как лейцита, так и плагиоглаза.

Из других разновидностей тефритов и оливиновых тефритов упомянем атлантит (Леманн, 1924—1925) — богатый цветными минералами нефелиновый тефрит с выделениями титан-авгита, плагиоклаза и оливина; количество цветных минералов достигает в нем 60%, нефелина около 11%; кивит (Лакруа, 1923_1) представляет собой подобный же меланократовый лейцитовый тефрит (17% лейцита, 23% плагиоклаза). Бухонит (Зандбергер, 1872) — богатый цветными минералами роговообманковый нефелиновый тефрит с выделениями тонких призм роговой обманки и таблиц биотита, кроме плагиоклазовых и меньших авгитовых фенокристаллов. Под микроскопом структура пойкилитовая, хадакристаллами являются бурая роговая обманка и биотит, вростки — плагиоклаз и пироксен; щелочной полевой шпат развивается каемками на плагиоклазе.

К группе тефрита могут быть причислены также анальцимовые тефриты и анальцимовые базальты (фиг. 201 *б*), богатые этим минералом. Здесь анальцим как бы заменяет нефелин. Он встречается обычно в промежутках между другими минералами.

3. Санидиновые, лейцитовые и нефелиновые базальтоидные породы (с щелочными полевыми шпатами и фельдшпатидами). Эта подгруппа еще не выделена под особым общим названием, и она обнимает ряд эффузивных изверженных пород, носящих свои отдельные названия, но они могут быть объединены указанными общими признаками минералогической классификации. Это темные базальтоидные горные породы, содержащие цветные минералы в значительном количестве (показатель окраски 40—60), салические элементы — санидин или натровый ортоклаз, фельдшпатиды — лейцит или нефелин. В стекловатых разновидностях салические составные части могут

остаться в стекле не выделившимися в виде кристаллов, и тогда горные породы принимают облик лимбургитов или авгититов — это лимбургитовые и авгититовые факции соответствующих нефелиновых или лейцитовых пород, также получившие свои особенные имена. Относительное количество фельдшпатидов и щелочного полевого шпата переменчиво. Как крайний тип можно рассматривать породы, в которых фельдшпатиды почти исчезают. Это будут эффузивные аналоги шонкинитов. В других фельдшпатиды присутствуют в значительном или существенном количестве; это аналоги фельдшпатидовых шонкинитов и соответствующих других щелочных зернистых горных пород.

В учебнике Розенбуша — Озанна (1923, русский перевод 1934 г.) большинство пород рассматриваемой сейчас группы включено в группу, которая определена как «лампрофировые эффузивные породы» (см. ниже), причем указывается, что эти породы не образуют одной естественной группы, поскольку иногда сильно отличаются друг от друга по минеральному и химическому составу. Однако нельзя последнее обстоятельство признать достаточным основанием. Щелочные горные породы вообще отличаются разнообразием и непостоянством своего состава. Для пород рассматриваемой группы мы имеем такие характерные признаки, как отсутствие плагиоклаза, наличие щелочного полевого шпата при базальтоидном облике пород, что вполне определяет их место в классификации. По присутствию или отсутствию фельдшпатидов эти горные породы могут далее быть подразделены на две подгруппы, связанные переходами. Поскольку салические элементы в стекловатых разновидностях часто остаются скрытыми, то различать эти подгруппы можно только по химическому составу. Это обстоятельство служит причиной того, что мы рассматриваем обе указанные подгруппы совместно.

Главные черты минерального состава таковы. Цветными минералами являются титанистый авгит, диопсид, иногда с эгириновой оболочкой, эгирин-авгит, биотит или флогопит, редко встречается щелочная роговая обманка. Во многих видах присутствует оливин. Бесцветные составные части в некоторых случаях также встречаются в фенокристаллах (именно фельдшпатиды), но большей частью в основной массе. Последняя в неодинаковом количестве содержит стекло; иногда, как сказано, полностью является стекловатой.

А. В числе эффузивных пород рассматриваемой группы, не содержащих существенно фельдшпатидов, мы имеем верит, фортунит, селагит и берингит. Верит и фортунит представляют собой лавы, встреченные в Испании. Верит слагает небольшой лавовый поток четвертичного возраста в северной части провинции Альмерия в Южной Испании (Озанн, 1889). Эта лава содержит в черной пехштейновидной массе выделения оливина, диопсида (15%), а также флогопита (6%) и акцессорных минералов (апатит, шпинель, рудный минерал); более 75% составляет стекло. Расчет на виртуальный состав показывает, что в породе содержится более 45% фемических составных частей; салическая составная часть представляет собой вещество щелочного полевого шпата (36% ортоклаза и 19% альбита). По этим признакам эту породу, которую иногда рассматривают как меланократовый трахит, надо отнести к рассматриваемой сейчас группе.

Фортунит — буровато-серая тонкозернистая порода с редкими фенокристаллами бурой слюды (флогопита около 15%) и авгита в очень тонкозернистой массе; под микроскопом можно рассмотреть обильные кристаллики пироксена (авгит и бронзит), санидин и акцессорные минералы; немного стекла.

Селагит — эффузивная порода из Тосканы (Италия) с горы Монте-Катин (Вашингтон, 1900₂). Макроскопически содержит обильные таблички биотита в разложенной тонкозернистой серой основной массе. Порода эта получила название еще от Гаюи (1822), который назвал ее по блеску чешуек слюды [1], ее называли также слюдяным трахитом. Под микроскопом в основной массе видны преобладающие ортоклаз и диопсид с акцессорными олигоклазом, апатитом, магнетитом. Попадаются оливин и вторичный кварц. В составе K_2O (7,84%) резко преобладает над Na_2O (1,30%). По расчету порода содержит около 25% биотита, главным образом в фенокристаллах, и около 50% калиевого полевого шпата. Цветных минералов всего 45%.

Очень интересную породу из этой же подгруппы представляет берингит (Старцинский, 1912) с острова Беринга (Командорские острова). Эта исключительная горная порода представляет собой темную андезитовую лаву из 55% баркевикитовой роговой обманки, главным образом в виде фенокристаллов, и из 40% щелочного полевого шпата, в котором натровый преобладает над калиевым (примерно вдвое), и из 5% акцессорных минералов.

Б. Несколько более распространены щелочные базальтоидные породы рассматриваемой группы, содержащие одновременно и щелочной полевой шпат и фельдшпатиды (чаще лейцит).

Нефелиновой породой такого рода является мурит с мыса Мур (Лакруа, 1927) на о-ве Раротонга в группе островов Кука в Тихом океане. Это экструзивная порода темного цвета с фенокристаллами оливина, нефелина, фиолетового под микроскопом авгита (с зелеными эгириновыми оболочками), заключенными в основной массе пойкилитовой структуры из таблиц санидина с вростками эгирин-авгита и нефелина и акцессорных минералов. Цветных минералов около 50%, нефелина и санидина почти поровну (27 и 22%).

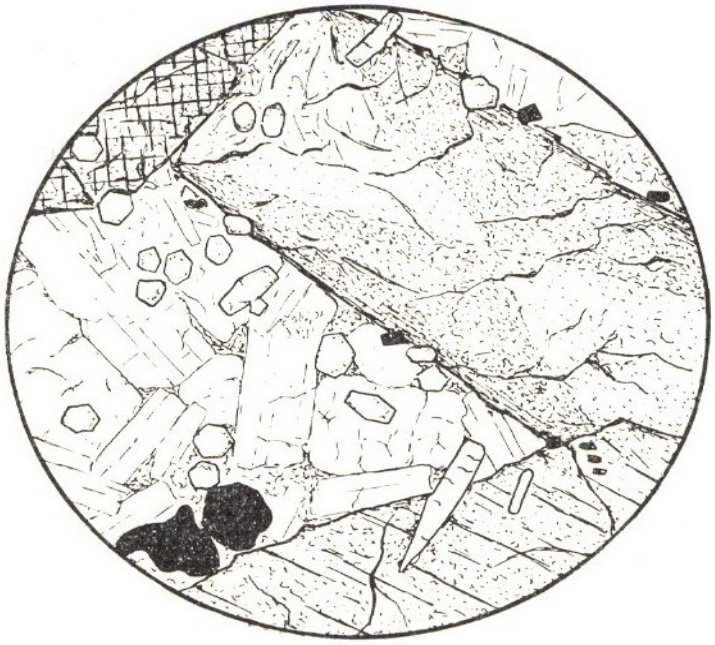
Очень близкий по составу санидиновый нефелинит (фиг. 202) из Катценбуккеля (Ниланд, 1931) замечателен очень большим содержанием магнетита, доходящим до 18%. Эта порода содержит около 30% пироксена, около 3% оливина, 30% нефелина и 12% санидина, остальное — магнетит и апатит; нефелин частью замещается нозеаном.

Следующие породы содержат не нефелин, а лейцит.

Первой из них по времени нахождения является вайомингит (фиг. 203). Это типичная щелочная базальтоидная порода с 45—50% цветных составных частей. Вайомингит — относительно светлая, серая или красноватая порода с многочисленными фенокристаллами красноватой слюды (флогопита, изредка биотита). Параллельное расположение табличек слюды придает породе сланцеватый вид; отдельность плитчатая. В основной массе много лейцита в виде округлых и овальных зерен. К нему присоединяются диопсид и акцессорные минералы, главным образом апатит. Присутствует стекло, и вещество санидина содержится главным образом в этом стекле, редко в выделившихся табличках.

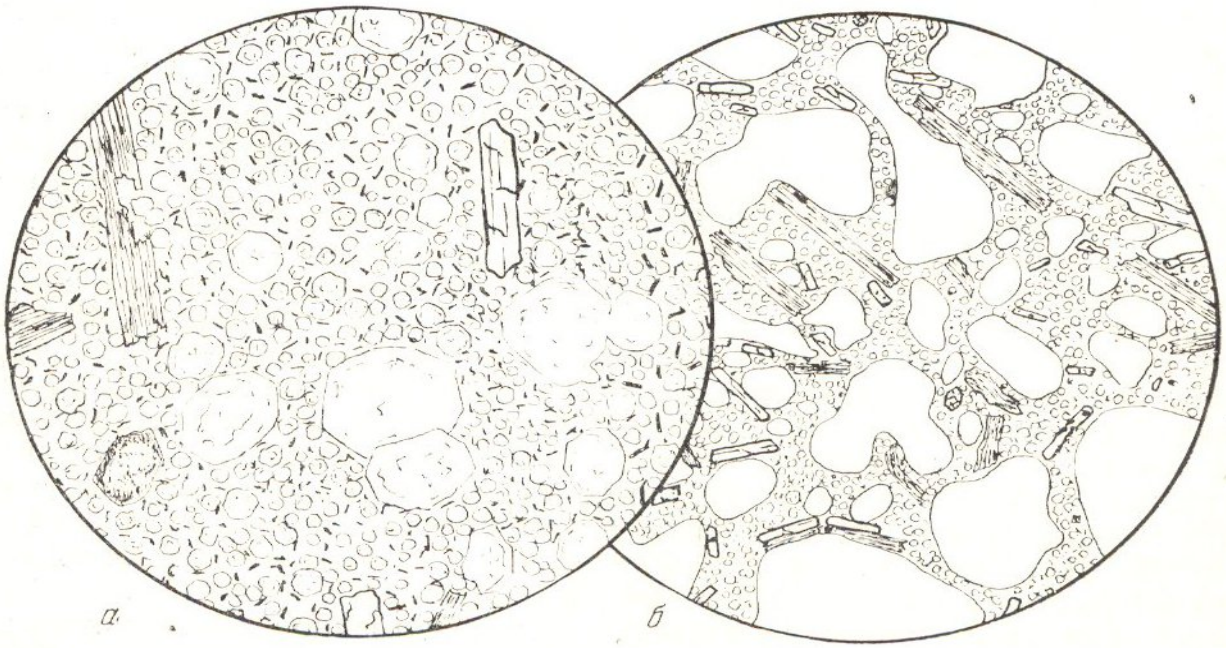
Более лейкократовая порода, непосредственно примыкающая к вайомингиту и содержащая около 30% цветных минералов, описана под названием орендита. Она, так же как и вайомингит, происходит с Лейцитовых холмов в штате Вайоминг, США (Кросс, 1897; Кемп и Найт, 1903). В орендите основная масса раскристаллизованная и обладает пойкилитовой структурой. Лейцит в ней (40%) в округлых зернах почти без включений, санидин (30%) в более или менее прямоугольных

[1] σελαγέω (селагио) — сиять, сверкать.



Фиг. 202. Санидиновый нефелинит. Лобауэрберг, Саксония.

Состоит преимущественно из крупных кристаллов буровато-фиолетового титан-авгита со структурой «песочных часов», нефелина, санидина, магнетита и апатита. Обычно порода полнокристаллическая; d=2,6 мм. По Харкеру, 1935.



Фиг. 203.

а. Вайомингит. Западный Кимберли, Западная Австралия.

Редкие фенокристаллы диопсида и флогопита. Многочисленные фенокристаллы лейцита в основной массе из стекла и большого количества мелких кристалликов лейцита и иголочек рутила; d = 2,6 мм. По Вейду и Прайдеру, 1940.

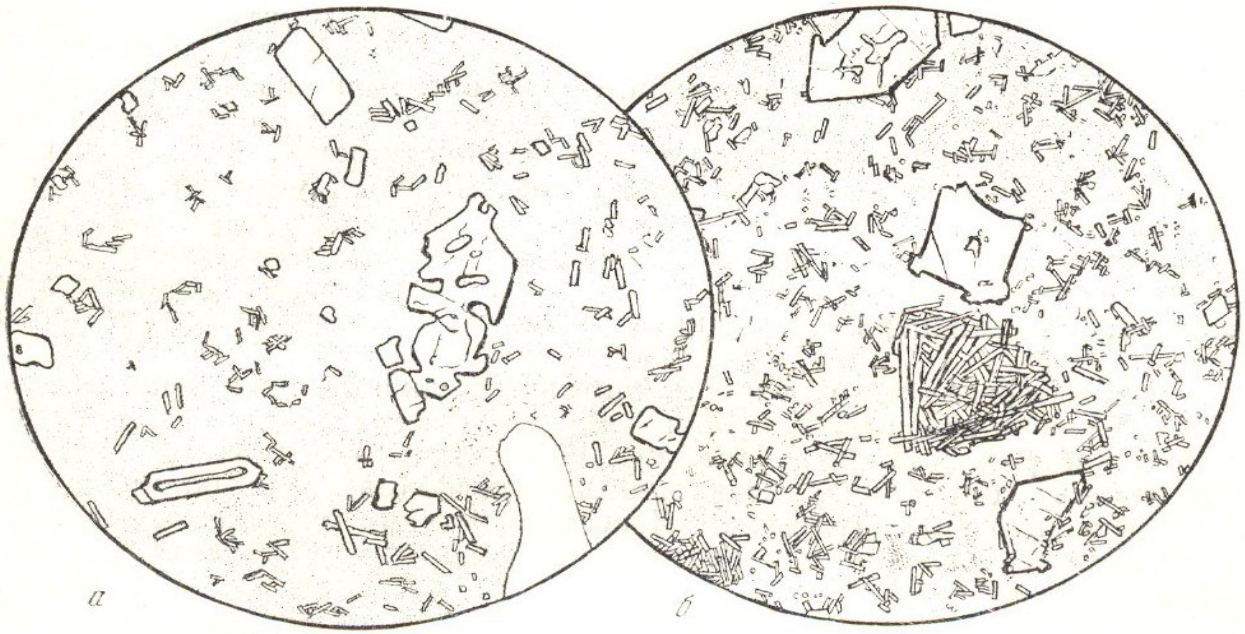
б. Пузыристый вайомингит. Лейцитовые холмы, Вайоминг, США.

Фенокристаллы диопсида и флогопита в богатой лейцитом полустекловатой основной массе. Светлое — пузырьки; d = 2,6 мм. По Вейду и Прайдеру, 1940.

кристаллах, переполненных включениями авгитовых (диопсидовых) микролитов, иногда бурой роговой обманки. В этой массе в виде фенокристаллов таблицы флогопита (10%).

Характерной чертой облика описанных пород является присутствие слюды как главного минерала в числе фенокристаллов («лампрофировый облик», по Лакруа).

Хумилит из Испании, провинции Мурсия (Озанн, 1906), отличается от них в этом отношении. Он представлен несколькими разновидностями. Нормально это тонкозернистая буровато-серая порода с таблитчатыми прозрачными фенокристаллами барийсодержащего санидина, до



Фиг. 204. Шихлунит. Уюнь-Холдонги, Мэргень, Маньчжурия.

а. Лава извержения 1720—1722 годов. В стекле выделения оливина (частью скелетной формы) и микролиты авгита; $d = 1{,}4$ мм.

б. Скопления микролитов авгита в шихлуните; $d = 1{,}4$ мм. Оба рисунка по А. Н. Заварицкому, 1939.

1 см величиной (10%); обильны выделения оливина (17%) и подчиненные таблички бронзового флогопита (8%). Основная масса из лейцита, призмочек диопсида, небольшого количества санидина и акцессорных минералов; иногда присутствует красно-бурая роговая обманка (катафорит). Структура микропойкилитовая; ойкокристаллы санидина, катафорита и отчасти флогопита. Порода обнаруживает следы разложения (серпентинизация оливина, замещение лейцита анальцимом и т. п.).

Упомянем еще два случая нахождения пород рассматриваемой группы.

На горе Гаусса в Антарктике (Рейниш, 1906) найдена стекловатая (витрофировая) лава с выделениями лейцита, титан-авгита, небольшого количества оливина, слюды и акцессорных минералов. Стекла в ней около 30%, и оно существенно содержит вещество санидина. В виртуальном составе преобладает ортоклазовое вещество — до 50%, а натровое — около 6%; показатель окраски 42.

Исключительно интересными горными породами рассматриваемой группы являются лавы маньчжурских вулканов Уюнь-Холдонги (А. Н. Заварицкий, 1939_2), извергавшиеся еще в XVII веке. Здесь мы имеем различно раскристаллизованные породы, от витрофировых до микрозерни-

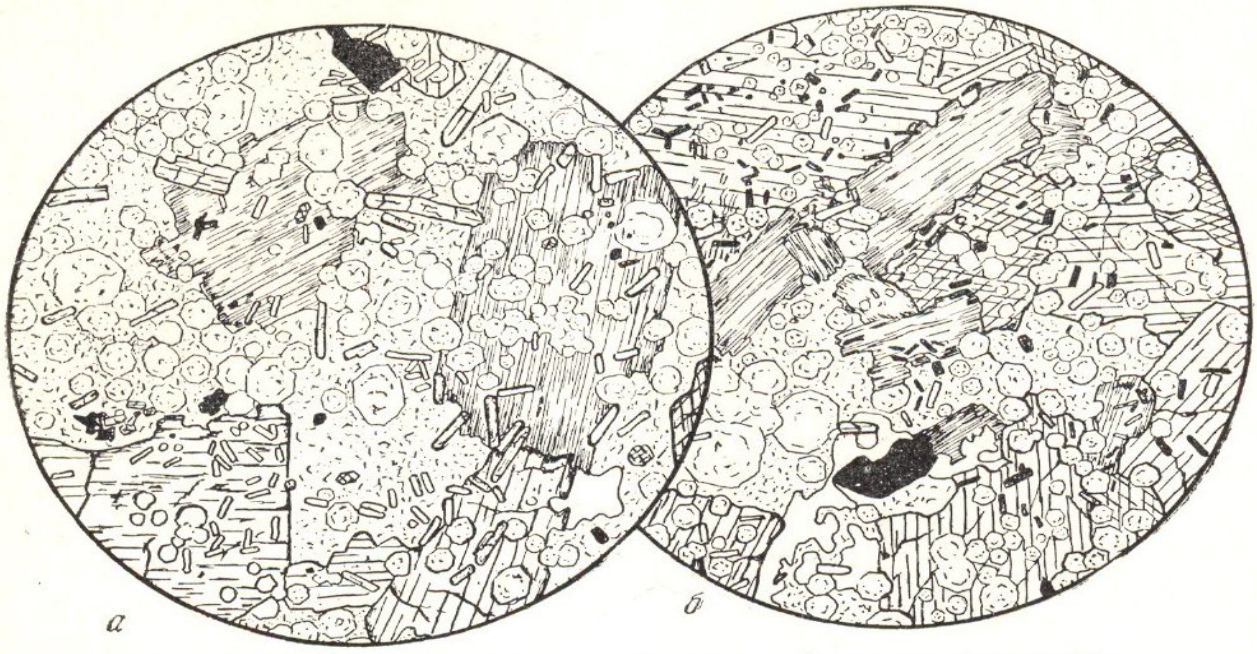
стых, и в различной степени пузыристые, вплоть до спумулитов. Окраска более раскристаллизованных разновидностей серая, более стекловатых — черная или отчасти красноватая.

Породы состоят из лейцита, натрового санидина, авгита, оливина, иногда биотита, акцессорных — магнетита, апатита, ильменита и стекла. В богатых стеклом разновидностях в виде фенокристаллов находятся оливин в скелетных формах и микролиты авгита — это лимбургитовая фация породы, получившая название шихлунита (фиг. 204), очень типичная для новейших лав Уюнь-Холдонги. В гемикристаллических разновидностях появляется лейцит в мелких округлых кристалликах и в некоторых случаях санидин в виде лейст в оставшихся участках стекла наряду с лейцитом. В некоторых из разновидностей структура принимает вид микропойкилитовой с цементирующими ойкокристаллами санидина. В полнокристаллических лавах лейцит исчезает. Микроструктура принимает вид микропойкилитовой, иногда с лучистым расположением таблиц санидина. В виртуальном составе всех разновидностей, и содержащих лейцит и не содержащих его, нормативный лейцит отсутствует. На примере уюнь-холдонгских лав мы ясно видим, как выделившийся и сохранившийся в стекловатых лавах лейцит далее при раскристаллизации их исчезает, замещаясь калиевым полевым шпатом, в соответствии с тем, что дает нам эксперимент (инконгруэнтность точки плавления ортоклаза).

Очень интересно нахождение лейцитовых вулканических горных пород послепермского возраста в западной части Кемберлийского округа в Западной Австралии (Вейд и Прайдер, 1940). Здесь они образуют отдельные холмы эродированных экструзивных бисмалитов, часто эродированные кратеры и интрузии в трещинах. Известно 19 таких массивов. Геологическое строение и распределение массивов обнаруживают связь со сбросовыми плоскостями.

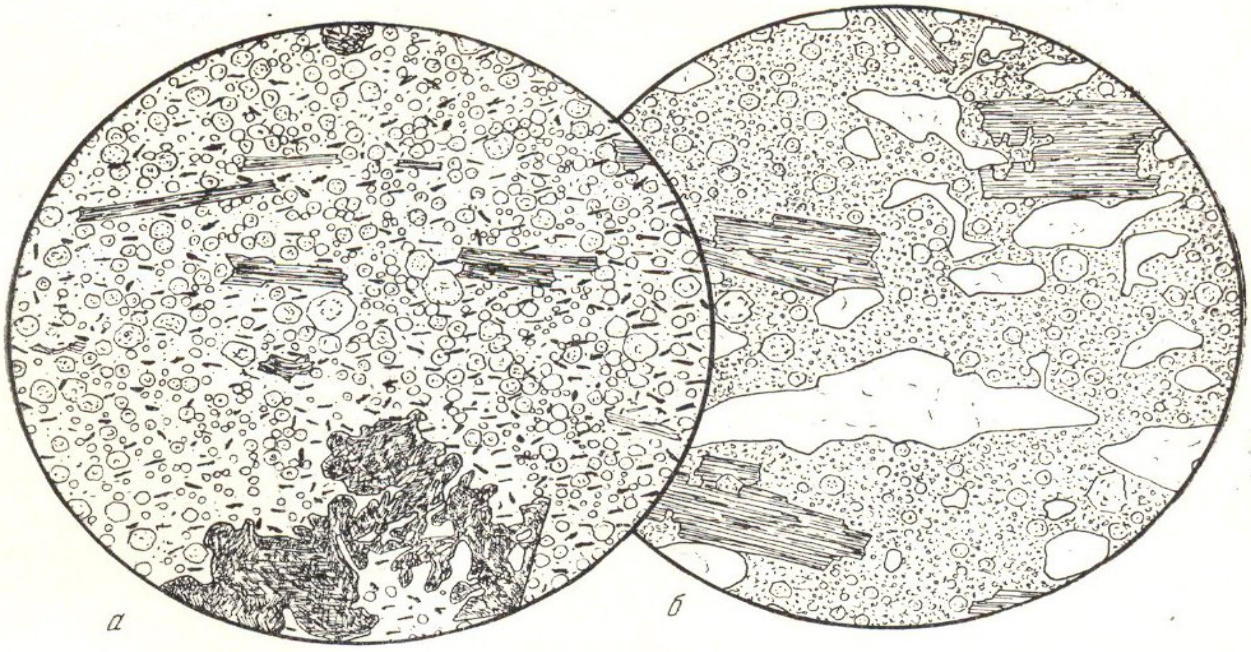
За исключением почти чистой лейцитовой породы италита, это наиболее богатые лейцитом горные породы, которые были описаны выше. Их можно сравнить только с породами Лейцитовых холмов в Вайоминге.

В западном Кимберли встречаются разные по структуре типы: массивные, пузыристые (амигдалоидные) и обломочные. Хотя по химическому составу они являются насыщенными, а иногда даже с незначительным избытком кремнезема, в них как существенный минерал присутствует лейцит (30—60%) вместе с флогопитом и со своеобразной разновидностью катафорита, бедной железом и содержащей калий; присутствует серпентинизированный оливин. Содержание натрия исключительно низкое, и очень высокое содержание титана и магнетита. Здесь различают несколько типов, получивших новые названия. 1) Сравнительно крупнозернистый волжидит (фиг. 205) почти без стекла; пойкилитовое включение диоспида и лейцита в таблицах магнофорита и флогопита, немного диопсида; основная масса из зеленоватого серпентина. 2) Фицроит (фиг. 206) наиболее широко распространен: флогопит и мелкие кристаллы слегка натриевого лейцита образуют фенокристаллы в очень тонкозернистой основной массе, иногда пузыристой; характерны иголочки рутила. 3) Седрисит (фиг. 207 *б*) состоит существенно из лейцита (60%) и диопсида (до 10%), в очень тонкозернистой массе немного непрозрачных псевдоморфоз по оливину (5%); мамилит (фиг. 207 *а*) из лейцита и магнофорита в тонкой основной массе с небольшим количеством флогопита, ясных иголочек рутила. Кроме указанных новых типов горных пород, в этом районе встречены вайомингит и разные переходные типы.



Фиг. 205. Волжидит. Западный Кимберли, Западная Австралия.

Крупные фенокристаллы магнофорита и флогопита (с опацитовой каемкой) содержат пойкилитовые включения более мелких кристаллов диопсида и лейцита (*а*). В некоторых случаях в флогопите нет пойкилитовых включений (*б*). Лейцит и диопсид развиваются и непосредственно в основной массе представленной зеленоватым серпентином; $d = 2{,}6$ мм. По Вейду и Прайдеру, 1940.



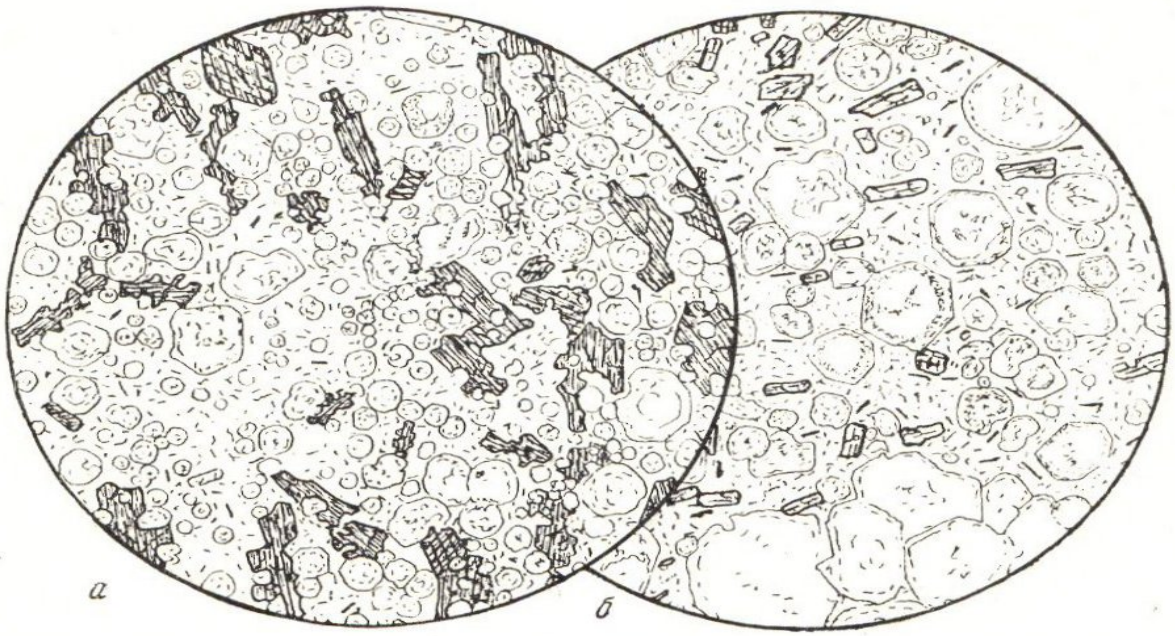
Фиг. 206.

а. Фицроит. Гора Седрис, западный Кимберли, Западная Австралия.

Фенокристаллы флогопита. Внизу разрез флогопита по спайности; видны сильно корродированные очертания таблички. Мелкозернистая основная масса с большим количеством лейцита и иголочек рутила; $d = 2{,}6$ мм. По Вейду и Прайдеру, 1940.

б. Амигдалоидный фицроит. Западный Кимберли, Западная Австралия.

Удлиненные миндалины, выполненные кварцем, параллельно расположенные кристаллы флогопита, слегка помутневший лейцит в мелкозернистой основной массе; $d = 2{,}6$ мм. По Вейду и Прайдеру, 1940.



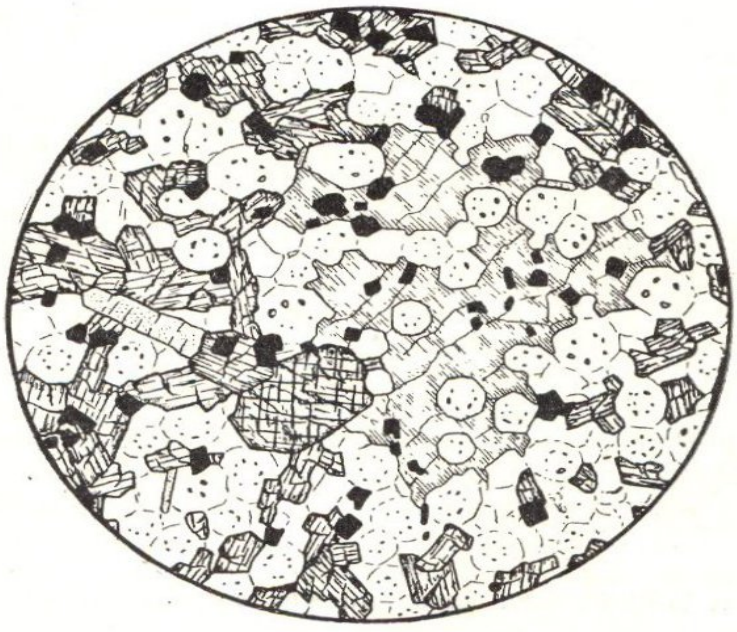
Фиг. 207.

а. Мамилит. Западный Кимберли, Западная Австралия.

...неправильные фенокристаллы магнофорита, лейцит в мелкозернистой массе; ... — 2,0 мм. По Вейду и Прайдеру, 1940.

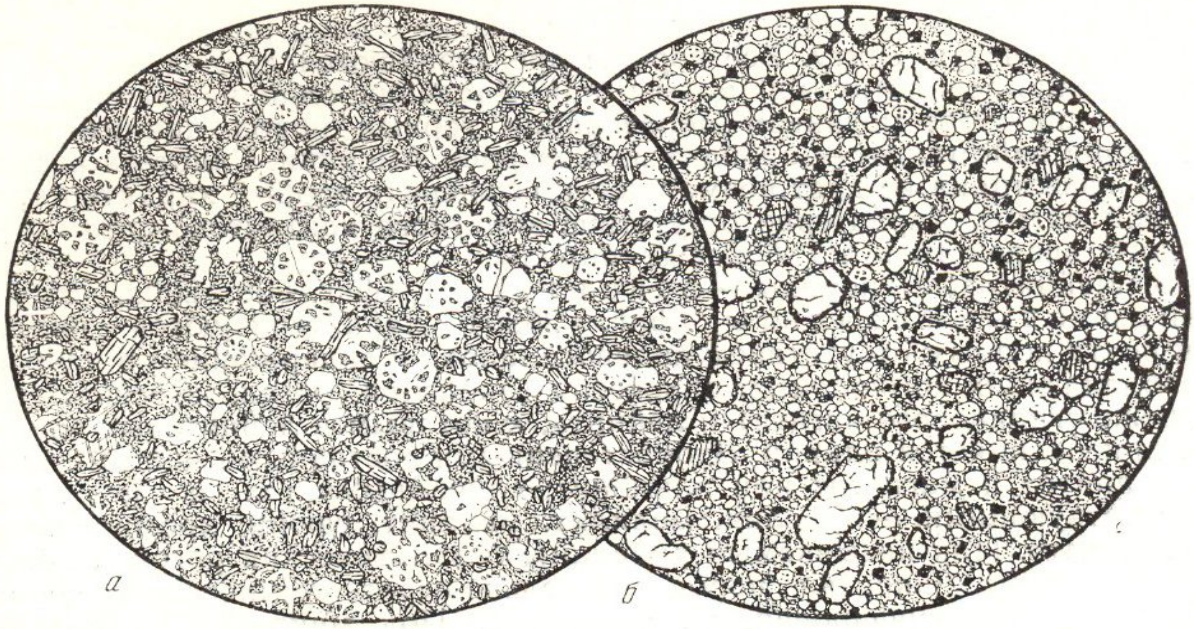
б. Седрисит. Оттуда же.

...кие фенокристаллы диопсида и более крупные многочисленные кристаллы лейцита в тонкозернистой основной массе с магнофоритом и рутилом. По Вейду и Прайдеру, 1940.



Фиг. 208. Лейцитит, мелилитсодержащий. Каподи-Бове, Рим, Италия.

Мелкозернистая, полнокристаллическая порода, состоящая из лейцита, авгита, несколько более крупных ксеноморфных зерен мелилита (в центре), магнетита и акцессорного апатита: d=2,0 мм. По Рейнишу, 1920.



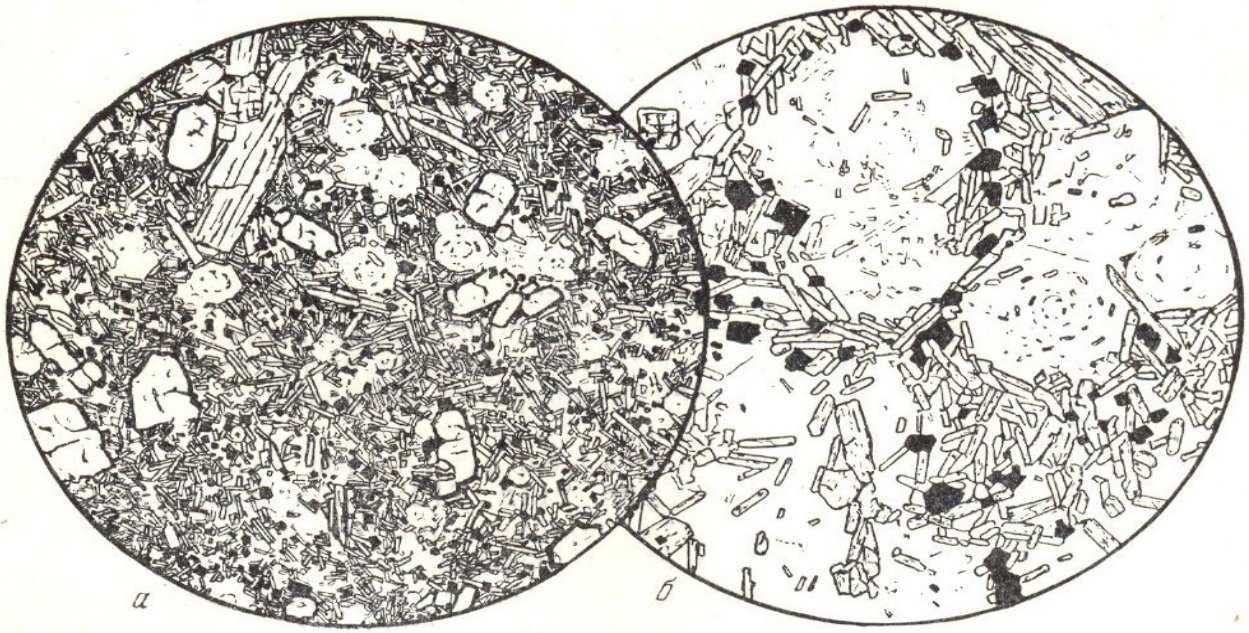
Фиг. 209.

а. Лейцитит. Окрестности Рима, Италия.

Лейцит — большей частью в скелетных формах, авгит — в виде мелких призматических зе[рен] в темно-бурой стекловатой массе; $d = 2{,}7$ мм.

б. Лейцитовый базальт. Новый Южный Уэльс, Австралия.

Порфировые вкрапленники оливина и авгита. Основная масса состоит из лейцита, авгита и небольш[ого] количества стекла; $d = 2{,}6$ мм. По Харкеру, 1935.



Фиг. 210. Лейцитит. Вулкан Придорожный, Уюнь-Холдонги, Маньчжурия.

а. Наиболее типичная структура. Микроскопические фенокристаллы оливина и лейцита, редко авгита, в полнокристаллической основной массе; $d = 1{,}4$ мм.

б. Основная масса оливинового лейцитита. Зональные включения в лейците, идиоморфные призмы авгита, зерна магнетита; $d = 0{,}31$ мм. Оба рисунка по А. Н. Заварицкому, 1939.

Все перечисленные выше разновидности входят в одну родственную группу, образуя ясную свиту. Все породы представляются дериватами калиевой слюдяно-перидотитовой магмы при удалении оливина ранней кристаллизации. Этот механизм образования горных пород принимался и для серии вайомингит — орендит из Северной Америки. Гипотеза ассимиляции известняка не дает возможности объяснить особый характер орендитовой магмы. Характерно отсутствие заметного контактово-метаморфического воздействия на боковые породы.

В. Лейцитовые породы — лейцититы (фиг. 208, 209*а*, 210) и лейцитовые базальты (фиг. 209*б*) характеризуются полным или почти полным отсутствием полевого шпата и содержанием в качестве преобладающих компонентов пироксена (диопсида, базальтического авгита, реже эгиринового авгита) и лейцита, к которым в лейцитовых базальтах присоединяется оливин. Второстепенными составными частями являются апатит и магнетит или ильменит; случайными, т. е. не всегда присутствующими,— нефелин, мелилит, меланит, гаюин, хромит, перовскит, биотит (так называемый рубелан), базальтическая роговая обманка и титанит. Окраска пород — пепельно-серая, темносерая, черная. Структура то эвпорфировая, то зернистая. Под микроскопом большей частью можно различить, что некоторые минералы — лейцит, гаюин, меланит, титанит, роговая обманка — образуют только идиоморфные индивиды; другие — пироксен и оливин — частью идиоморфны, частью ксеноморфны и, наконец, третьи — санидин и мелилит — исключительно ксеноморфны. В порфировых породах первые минералы появляются только среди выделений, вторые — среди выделений и в основной массе. В некоторых разновидностях присутствует немного буроватого стекла.

Различие между лейцитовыми базальтами и лейцититами, помимо содержания оливина в первых, заключается еще в следующем: в лейцитовых базальтах преобладают цветные минералы и рудный минерал, структура большей частью эвпорфировая, пироксен представлен титанистым авгитом, санидин почти всегда совершенно отсутствует и среди примесей наиболее распространены хромит и пикотит; в лейцититах цветные минералы и рудные минералы содержатся в меньшем количестве, структура чаще всего зернистая, пироксен относится главным образом к диопсиду или базальтическому авгиту, иногда также к эгириновому авгиту. Небольшое количество санидина наблюдается почти всегда; из примесей часто встречаются редкие в лейцитовых базальтах титанит и меланит. Впрочем, существуют лейцитовые породы, занимающие во всех отношениях промежуточное между обоими типами положение. Известны также переходы этих пород в лейцитофиры, в лейцитовые тефриты и базаниты и в нефелиновые породы.

Г. Нефелиновые породы — нефелиниты (фиг. 211*б*) и нефелиновые базальты (фиг. 211*а*, 212) характеризуются полным или почти полным отсутствием полевых шпатов и содержанием в качестве преобладающих компонентов нефелина и такого же, как в лейцитовых породах, пироксена, к которым в нефелиновых базальтах присоединяется еще оливин. Постоянные и случайные второстепенные составные части, а также окраска и главные типы структуры те же, что в лейцитовых породах.

При порфировой структуре в выделениях появляются: авгит, оливин, минералы группы гаюина, рудные, нефелин.

Помимо разделения на нефелиновые базальты и нефелиниты, различающиеся между собою, кроме присутствия оливина в впервых, теми же особенностями, как соответствующие лейцитовые породы, различают еще:



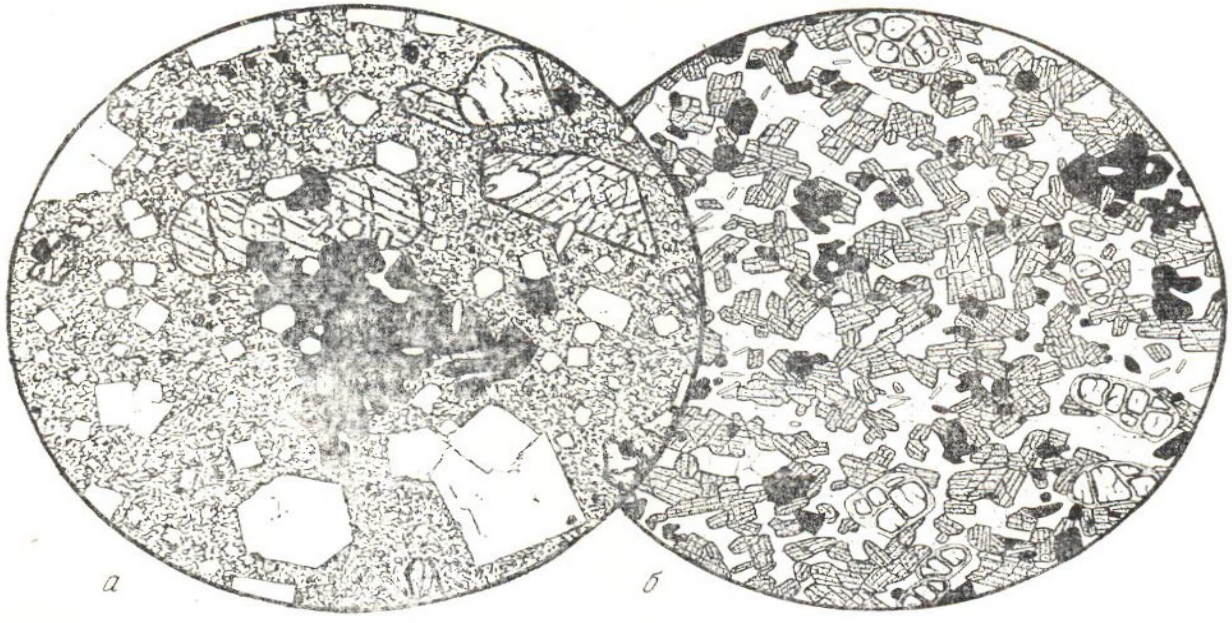
Фиг. 211.

а. Нефелиновый базальт. С. Шмаковка, Дальний Восток.

Мелкие фенокристаллы оливина, частично разложенного в иддингсит, находятся в основной массе из авгита, нефелина, магнетита и небольшого количества вторичных продуктов разложения d =0,9 мм.

б. Нефелинит. Туркана, Кения, Восточная Африка.

Полнокристаллическая порода, состоящая из крупных кристаллов титан-авгита и флогопита (справа) с многочисленными пойкилитовыми включениями мелких кристаллов нефелина. Акцессорные — магнетит и сфен; d = 3,5 мм. По Хачу и др., 1949.



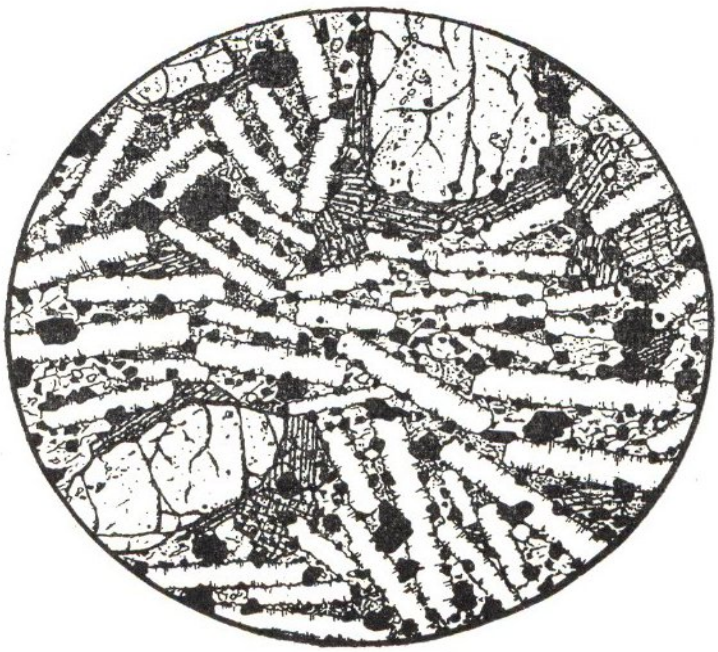
Фиг. 212.

а. Нефелиновый базальт. Остров Фого, острова Зеленого Мыса.

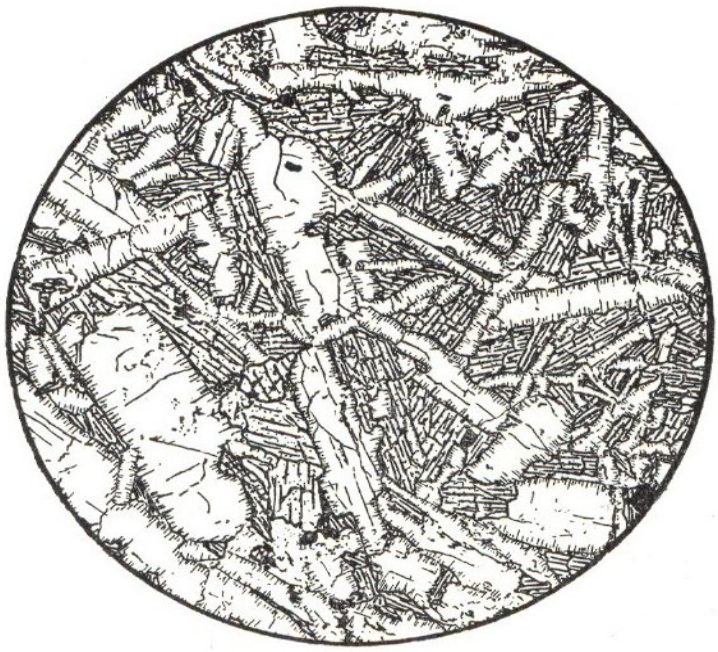
Фенокристаллы авгита, нефелина и оливина (справа вверху). Крупные скопления магнетита. Основная масса состоит из этих же минералов; d = 2,6 мм. По Харкеру, 1935.

б. Нефелиновый базальт. Лобауэрберг, Саксония.

Нефелин, авгит, магнетит и немного оливина, частично разложенного; d=2,2 мм. по Рейнишу, 1920.



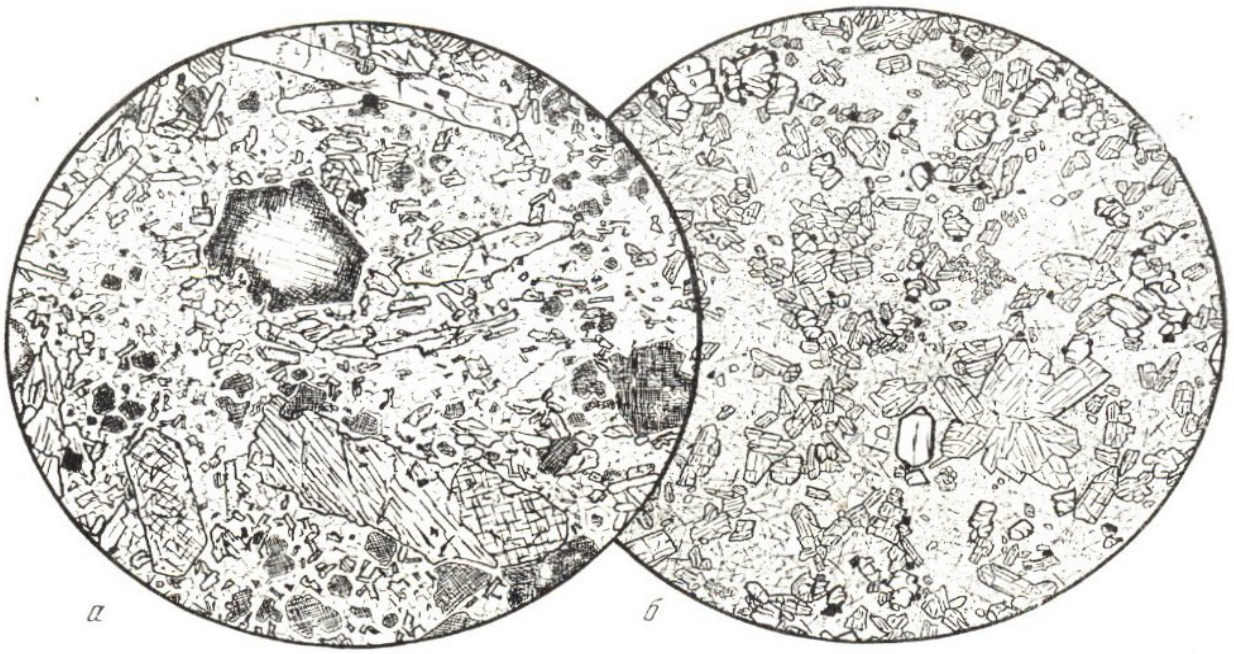
Фиг. 213. Мелилитовый базальт. Урах, Вюртемберг, Германия.
Мелкие выделения оливина. Полнокристаллическая основная масса из мелилита, авгита и магнетита; $d = 1{,}5$ мм. По Рейнишу, 1920.



Фиг. 214. Мелилитовый базальт, Карагай, хребет Кетмень, Тянь-Шань.
Мелилит и буровато-фиолетовый титан-авгит. Офитовая структура; $d = 1{,}8$ мм.

нормальные нефелиниты и нефелиновые базальты с малым количеством названных выше второстепенных компонентов; лейцитовые нефелиниты — с повышенным содержанием лейцита; гаюинофиры (см. ниже, фиг. 215*а*) и нозеаниты — с повышенным содержанием гаюина и нозеана, мелилитовые нефелиниты и мелилитово-нефелиновые базальты — с повышенным содержанием мелилита.

4. Мелилитовые базальты (фиг. 213, 214). Редкие эффузивные породы, ассоциирующие главным образом с нефелиновыми породами и трахибазальтами; обладают большей частью порфировой структурой,



Фиг. 215.

а. Гаюинофир. Гора Вультуре, Италия.

Зеленый эгирин-авгит, гаюин, обычно потемневший (разложенный), в мелкозернистой массе из этих же минералов и нефелина; $d = 4{,}3$ мм.

б. Лимбургит. Гугельсберг, Германия.

Мелкие вкрапленники авгита и оливина в буроватом стекле с кристаллитами; $d = 2{,}7$ мм.

причем содержат выделения оливина и базальтического авгита в светлой или темносерой основной массе, состоящей из мелилита, оливина, авгита, магнетита, апатита, иногда также нефелина и редко минералов группы содалита.

По всем этим деталям минерального состава и по вышеуказанным условиям нахождения мелилитовые базальты надо относить к особой группе, примыкающей к некоторым разновидностям нефелиновых пород.

Таким образом, эти горные породы соответствуют охарактеризованным выше породам — турьяитам, окаитам и ункомпагритам, являясь только менее редкими. Как и те породы, они в ряде случаев тесно связаны с известняками, и, надо думать, усвоение извести магмой является главной причиной их образования.

На острове Альнё жилы альнёита залегают в нефелиновых сиенитах, прорывающих известняки.

Мелилитовые породы района Плучницы (Польцена) в Чехии (Шейман, 1913, 1922) находят в районе мощных известняков; ункомпагриты

из Колорадо (Кросс и Ларсен, 1935) и окаиты из Квебека (Стенсфилд, 1923) находят в контакте с известняками и т. д. С другой стороны, имеются случаи, где такой связи не видно, как это, например, имеет место в Южной Африке (Роджерс, 1911; Тальярд, 1936), где мелилитовые базальты встречены в виде интрузий в песчаниках и сланцах Карру, или в Намаквaленд, где они излились в области развития гнейсов; мелилитовые базальты встречены на некоторых островах Тихого океана — Оаху, Гаваи (Кросс, 1915).

Мелилит получается также искусственно при сплавлении нефелина и диопсида в пределах температуры 1100—1300°. Это является как бы указанием на связь мелилитовых пород с щелочными, как это мы видим в природе.

5. Лимбургиты (фиг. 215*б*) и авгититы представляют собой разновидности вышеописанных фельдшпатидовых или вообще щелочных пород трахибазальтов, тефритов, базанитов, лейцитовых и нефелиновых пород, совсем или почти совсем не содержащих полевых шпатов и фельдшпатидов, но всегда более или менее богатых стеклом, химический состав которого показывает, что указанные минералы не успели еще выкристаллизоваться («потенциальные минералы»), поэтому эти породы должны рассматриваться главным образом как эффузивные эквиваленты богатых цветными минералами тералитов или других щелочных габброидных пород. Они обладают порфировой структурой и темносерой, черной, редко темной красновато-бурой плотной основной массой. У лимбургитов эта масса состоит из стекла с микролитами оливина, авгита, магнетита и апатита, а выделения принадлежат оливину и авгиту. У авгититов же, как в основной массе, так и среди выделений, содержатся те же минералы, за исключением оливина. Авгит всегда или титанистый, или базальтический и в обоих случаях нередко с периферической эгирин-авгитовой каймой. Оливин, большей частью железистый гиалосидерит, идиоморфен, но за редкими исключениями сильно изъеден. Стекло в шлифах темнокрасное или желтоватое и буроватое, редко бесцветное. В качестве случайных компонентов и в лимбургитах и в авгититах появляются биотит и бурая роговая обманка — среди выделений, редко в ничтожном количестве — плагиоклаз, нефелин и гаюин — главным образом в основной массе.

К щелочным базальтоидным породам примыкают еще более редкие типы горных пород, объединяемых под общим названием «лампрофировых эффузивных пород». Эта группа обнимает ряд разновидностей, выделенных под разными названиями. Не останавливаясь на них, ограничимся общей характеристикой. В химическом отношении лампрофировые эффузивные породы характеризуются низким (5—11%) содержанием Al_2O_3 и заметным преобладанием MgO над CaO. В минералогическом отношении — преобладанием таких минералов как флогопит, диопсид и оливин, или только двух первых, реже первого и последнего, при полном или почти полном отсутствии полевых шпатов и фельдшпатидов. Лишь иногда появляются санидин, лейцит и минералы группы содалита. Эти породы обладают большей частью порфировой структурой, причем в выделениях они содержат флогопит и наряду с ним часто оливин или диопсид, реже мелилит, ромбический пироксен или очень небольшое количество санидина. В основной массе — те же минералы (при главном и постоянном участии флогопита и диопсида и подчиненном участии остальных минералов). Характерно различное количество бурого стекла и в некоторых разновидностях — апатита, рудного минерала, лейцита, изредка хромита и перовскита. Макроскопически основная масса плотная, черная.

Таблица 34

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
SiO_2	49,20	41,25	42,25	49,14	44,64	46,18	46,90	41,17	39,87	37,56	35,72	53,56	50,11	49,80
TiO_2	1,68	1,59	2,52	1,00	1,95	2,13	1,22	1,35	1,50	2,66	4,78	0,82	0,96	1,73
Al_2O_3	16,65	12,03	16,26	16,57	15,35	12,74	16,33	16,83	13,58	10,08	9,56	17,88	13,04	16,24
Fe_2O_3	4,76	5,65	8,43	3,65	4,51	5,27	4,22	7,61	6,71	6,82	5,41	4,51	4,58	3,85
FeO	5,36	7,29	5,46	6,68	6,33	5,06	4,14	6,64	6,43	5,94	6,55	3,05	3,94	5,31
MnO	0,55	0,54	—	0,30	0,46	0,19	0,11	0,16	0,21	0,06	—	0,07	0,11	0,27
MgO	4,43	11,22	5,49	3,98	7,92	8,36	5,03	3,72	10,46	15,32	15,46	3,62	9,27	4,52
CaO	7,74	11,88	9,75	9,88	9,88	8,16	9,72	10,12	12,36	13,82	14,20	6,45	7,63	4,01
Na_2O	4,54	3,40	4,45	2,57	3,54	2,36	2,75	6,45	3,85	3,11	3,35	3,41	1,94	4,88
K_2O	3,19	1,30	1,92	3,39	2,67	6,18	7,58	2,49	1,87	1,53	1,67	3,76	4,15	2,51
H_2O	1,30	3,20	2,43	2,00	2,18	2,60	1,50	2,42	2,22	2,52	2,67	2,32	3,58	3,51
P_2O_5	0,60	0,65	1,04	0,84	0,57	0,77	0,50	1,04	0,94	0,58	0,63	0,55	0,69	0,18

I — трахибазальт (среднее)
II — лимбургит (среднее)
III — авгитит (среднее)
IV — тефриты (среднее)
V — базаниты (среднее)
VI — лейцитовые базальты (среднее)
VII — лейцитит (среднее)
VIII — нефелинит (среднее)
IX — нефелиновый базальт (среднее)
X — мелилито-нефелиновый базальт (среднее)
XI — мелилитовый базальт (среднее)
XII — шошонит (среднее)
XIII — абсарокит (среднее)
XIV — марлезит

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
I —	14,8	3,9	23,2	58,1	42,4	33,1	24,5	68,2
II —	9,1	3,2	41,0	46,7	28,6	45,0	26,4	79,7
III —	13,0	4,8	30,1	52,1	42,8	32,2	25,0	78,2
IV —	11,0	6,1	23,7	59,2	42,8	30,0	27,2	53,2
V —	11,6	4,6	31,4	52,4	33,0	43,0	24,0	67,0
VI —	13,8	1,5	31,5	53,2	29,7	44,0	26,3	37,0
VII —	17,1	2,5	25,6	54,8	29,5	33,5	37,0	35,5
VIII —	18,5	2,4	29,4	49,7	42,4	22,4	35,2	79,4
IX —	10,9	3,4	40,3	45,4	29,0	43,0	28,0	75,6
X —	8,3	2,1	48,1	41,5	22,1	50,1	27,8	75,8
XI —	9,0	1,4	48,6	41,0	20,5	49,7	29,8	75,0
XII —	13,6	5,8	16,0	64,6	44,2	40,2	15,6	50,8
XIII —	10,2	3,5	29,1	57,2	26,5	53,8	19,7	41,3
XIV —	15,4	3,9	18,7	62,0	49,0	44,0	7,0	74,5

черно-серая, буровато-серая, реже желтоватая и зеленоватая. Встречаются лампрофировые эффузивные породы крайне редко. Они всегда подчинены другим эффузивным формам тералитовых магм.

Химический состав щелочных базальтоидных пород

Можно привести анализы наиболее распространенных и характерных типов базальтоидных пород (табл. 34, стр. 437). Все анализы по Дэли (1933), кроме четырнадцатого, взятого у Томаса (1911).

Из сравнения этих числовых характеристик с теми, которые выше даны для глубинных щелочных габброидных пород, видно полное соответствие этих типов. Те же высокие значения параметров *а* и *б* при низком значении *с* и *s*.

В частности, отметим следующие особенности: нефелиниты и лейцититы выделяются особенно высоким значением *а*. Сравнивая числовую характеристику лейцитита с характеристиками других лейцитовых пород, можно отметить существование переходов: лейцитит — лейцитофир — лейцитовый фонолит.

Отметим большое сходство числовых характеристик шошонита и марлезита, хотя первая из этих пород калиевая, а вторая — натровая. Эти обе породы, кроме того, несколько уклоняются от типичных трахибазальтов в сторону трахиандезитов.

Глава XIII

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ЛАМПРОФИРОВЫХ ЖИЛЬНЫХ ПОРОДАХ

При рассмотрении диасхистовых жильных пород мы почти во всех группах имели меланократовые разновидности, которые с трудом можно было параллелизовать с соответствующими глубинными или эффузивными типами.

Вместе с тем, все эти меланократовые породы имеют много общих черт, так что они могут быть объединены в своеобразную группу пород, получивших общее название лампрофировых. В отношении химического состава они характеризуются относительно низким содержанием кремнезема при сравнительно высоком содержании щелочей, вместе с большим содержанием фемических оснований. В связи с этим находится, между прочим, распространенность в их минеральном составе темной слюды. Из числа лампрофиров одними из первых были установлены минетты и керсантиты, о которых было сказано выше при обзоре групп сиенитовых и диоритовых пород. Но обращаясь к химическому составу даже этих лампрофиров, столь типичных для формации известково-щелочных пород, заметим своеобразную особенность:

	I	II
SiO_2	49,45	50,79
TiO_2	1,23	1,02
Al_2O_3	14,41	15,26
Fe_2O_3	3,39	3,29
FeO	5,01	5,54
MnO	0,13	0,07
MgO	8,26	6,33
CaO	6,73	5,73
Na_2O	2,54	3,12
K_2O	4,69	2,79
H_2O	3,04	5,74
P_2O_5	1,12	0,35

Числовые характеристики

	a	*c*	*b*	*s*
I — минетта	12,5	3,4	26,6	57,5
II — керсантит	11,4	5,0	22,2	61,4

Как видно из числовых характеристик, химический состав определенно приближается к составу щелочных пород. Сравнивая числовые характеристики средних составов минетты (12,5 : 3,4 : 26,6 : 57,5) и лейцитового

базальта (13,8 : 1,5 : 31,5 : 53,2— см. табл. 34), нельзя не заметить сходства этих химических составов. Одна и та же по составу магма, кристаллизуясь в разных условиях, может дать то одну, то другую породу. Такие случаи, действительно, наблюдаются в природе и описаны из Хайвуд-Пик, где порода, названная Пирсоном (1905) слюдяным траппом и близкая к типичной минетте, непосредственно переходит в лейцитовую породу.

У других лампрофиров диоритовой группы, которые по минеральному составу еще более близки к диоритам, в химическом составе выражается своеобразный характер. Сравним числовые характеристики составов лампрофиров с характеристиками глубинных пород:

	a	*c*	*b*	*s*
Спессартит	10,8	4,2	23,8	61,2
Одинит	13,3	5,4	26,2	55,0
Малхит	10,4	7,0	15,6	67,0

Величины *a* и *c* довольно близки к гранодиоритам, андезитам, диоритам, но по сравнению с ними в лампрофирах значительно выше *b* и ниже *s*.

Наоборот, если сравнить лампрофиры с близкими по величине *b* и *s* норитами и габбро, то в рассматриваемых лампрофирах надо отметить более высокое *a* и низкое *c*. Таким образом, в составе этих представителей лампрофиров виден тот же сдвиг в сторону щелочных пород.

Он, естественно, объясняется чрезмерным, по сравнению с соответствующими глубинными и эффузивными породами, обогащением лампрофиров цветными фемическими минералами.

Разные типы лампрофиров были уже рассмотрены ранее. Здесь еще повторим некоторые общие замечания.

Характерно обычное отсутствие в этих породах фенокристаллов полевых шпатов в порфировых разновидностях. Они могут быть встречены только как исключение. Фенокристаллы представлены цветными минералами (лампрофировая структура). О распространенности слюды уже было упомянуто. На втором месте в этом отношении стоит роговая обманка; пироксен мы видим более распространенным в основных типах. Обычным акцессорным минералом, а в некоторых типах существенным, является оливин, почти всегда разложенный и превращенный в смесь серпентина и карбонатов. В более кислых лампрофирах появляется кварц как последний выделяющийся минерал или в микропегматитовых сростках. Но нередко округлые корродированные зерна кварца представляются как бы чуждыми включениями. Они окаймляются узкой зоной авгита (также иногда амфибола или хлорита), являющегося продуктом реакции между кварцем и магмой. Иногда подобные же явления коррозии обнаруживают порфировые выделения полевого шпата, особенно ортоклаза.

Лампрофиры сравнительно легко подвергаются разложению с выделением карбонатов (породы вскипают с кислотой), хлоритизацией цветных минералов и т. д. Биотит превращается в хлорит, часто начиная выцветать с внутренней части кристаллов, пироксен переходит в уралит и т. д. Полевые шпаты очень часто настолько разложены, что определение их становится невозможным, и тогда нельзя отличить минетты от керсантита, спессартит от вогезита и т. д. Легче отличить, даже при сильном разложении, цветные минералы, хотя бы по характеру разложения и по форме кристаллов. На основании их можно различить группу слюдяных лампрофиров и группу роговообманковых лампрофиров и более редких авгитовых.

Разделение лампрофиров по характеру цветного минерала имеет основания и по существу их состава. Во-первых, цветные минералы в этих породах присутствуют в относительно большом количестве и потому здесь имеют важное значение; во-вторых, присутствие слюды связано с повышенным содержанием калия, что также существенно для химического состава породы.

В 1923 г. химический состав лампрофиров детально изучался Бегером (см. его монографию в книге Ниггли, 1923), который пришел к выводам, что: 1) различение лампрофиров по химическим особенностям невозможно и 2) для лампрофиров классификация по химическому составу не совпадала бы с классификацией, установленной на основании минералогических и структурных особенностей, и очень близкие по минеральному составу и структуре породы могут быть по химическому составу очень различными, и наоборот.

Вместе с тем, как уже было сказано, большинство лампрофиров обнаруживает сходство по химическому составу с той группой глубинных пород, которую мы выделили под названием щелочных габброидных пород. Те 384 анализа лампрофиров, которые собраны Бегером, распределяются, если их сравнить с анализами глубинных пород, таким образом:

15%	относятся	к	группам	диоритов и габбро,
1%	»	»	»	пироксенитов и горнблендитов,
11%	»	»	»	сиенитов и монцонитов,
67%	»	»	»	щелочных габброидных пород.

Минеральный состав лампрофиров, однако, как известно, сильно отличается от состава соответственного типа глубинных пород, так как имеется определенный гетероморфизм глубинных и жильных типов.

Указываемое Бегером несоответствие особенностей минерального и химического состава лампрофиров приводит к значительному перекрытию химического состава разных минералогических типов. Очевидно, это перекрытие может быь уменьшено с сокращением числа типов. С этой целью был произведен (А. Н. Заварицкий, 1935[2]) пересмотр анализов, выбранных Бегером, графическим путем. В результате оказалось, что: 1) избежать перекрытий и при этом невозможно, 2) можно заметно их уменьшить, сведя химические типы лампрофиров к следующим шести типам (вместо шестнадцати Бегера) с такими числовыми характеристиками:

	a	*c*	*b*	*s*
I — малхитовые лампрофиры	13	5	16	66
II — диоритовые лампрофиры	12	5	21	62
III — минетта-вогезитовые (сиенитовые) лампрофиры	13	3	25	59
IV — камптониты	11	6	29	54
V — мончикиты	12	4	32	52
VI — альнёит-польценитовая группа . .	6	3	53	38

Сравнивая для этих групп дополнительные характеристики $n\ f'\ m'\ c'$, получим следующее:

Величина c' возрастает от кислых к основным лампрофирам. В группе малхитовых лампрофиров она меньше 10, а иногда даже вместо c' появляется a'. В группе диоритовых лампрофиров имеются две подгруппы: в одной c'=около 10, а в другой — 15—20. В минетта-вогезитовой

группе $c' = 20$; в камптонитовой — 20—30; в мончикитовой — 20—25 и в альнёит-польценитовой — 25—30.

Различие двух подгрупп диоритовой группы выражается не только в величине c', но и в отношении Mg : Fe. Вообще во всех почти лампрофирах Mg > Fe, но в диоритовых лампрофирах, бедных «свободной» известью (с малым c'),— наоборот.

Отношение щелочей в основных типах, как правило, таково, что Na > K.

В диоритовых лампрофирах и минетта-вогезитовом типе может быть и Na > K и, наоборот, K > Na, соответственно чему могут быть выделены две химические подгруппы.

Изучение количественного минерального состава лампрофиров было произведено Б. М. Куплетским (1944). Им были собраны 177 количественно-минеральных составов лампрофиров и нанесены на сдвоенные треугольные диаграммы (типа, который изображен на фиг. 47, 48). Б. М. Куплетский различает два главных ряда лампрофиров; 1) лампрофиры гранитоидного типа и 2) щелочные лампрофиры.

Первые состоят либо из плагиоклаза (± калиевый полевой шпат и кварц), биотита и амфибола+пироксен, либо из калиевого полевого шпата (± плагиоклаз и кварц), биотита и амфибола+пироксен. Щелоч-

Таблица 35

Минералогическая классификация щелочных лампрофиров, по Б. М. Куплетскому

	Биотит <10% или отсутствует		Биотит >10%	
	с оливином	без оливина	с оливином	без оливина
Группа мончикитов и камптонитов				
С полевыми шпатами	Камптонит Эйстратит	Мондхальдеит Эсгичеллит Саннаит	Каскацит	Камптонит
Со стеклом	Мончикит Риццонит Флоринит	Фурчит Гиумаррит Джумарит	—	Уачитит
С анальцимом	Балдит	—	—	Турьит
С нефелином в стекле	Фаррисит	Тьозит Тамараит	Дамкьернит	—
С гаюином и нефелином в стекле	—	Гепторит	Весселит	—
Группа альнёитов и польценитов				
Только с мелилитом	Альнёит	Ункомпагрит	Альнёит	Коппаелит
С мелилитом и нефелином	—	Нефелиновый окаит	Модлибовит Онзардит	Турьяит
С мелилитом и нозеаном	Польценит	—	Польценит	—
С мелилитом, гаюином и нефелином	Лугит	Окаит	Везецит Модлибовит	Бергалит

ные лампрофиры состоят либо из биотита+оливин, пироксена+амфибол и бесцветных минералов (без мелилита), либо из этих же минералов и мелилита.

Среди лампрофиров гранитоидного ряда Б. М. Куплетский различает шесть типов: 1) малхиты, 2) одиниты и беербахиты, 3) спессартиты, 4) керсантиты, 5) вогезиты и 6) минетты. Среди щелочных лампрофиров выделены пять групп: 1) камптониты, 2) мончикиты, 3) альнёиты, 4) польцениты и 5) окаиты.

Подробную минералогическую классификацию щелочных лампрофиров Б. М. Куплетский представляет в виде таблицы (табл. 35).

Как видно из этой таблицы, с лампрофирами объединяются многие горные породы, которые были рассмотрены нами в группах щелочных габброидных и щелочных базальтоидных пород.

Образование щелочных лампрофиров Б. М. Куплетский связывает с процессами ассимиляции и гибридизма.

Глава XIV

НЕСИЛИКАТНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Нам остается упомянуть о редких случаях нахождения несиликатных магматических образований, являющихся по способу образования настоящими изверженными горными породами. Мы знаем три типа таких пород: 1) магматические магнитные железняки, 2) магматические сульфидные руды (существенно состоящие из пирротина) и 3) магматические карбонатиты (мраморы).

1. Магнитные железняки магматического происхождения генетически связаны с сиенитовыми породами или с габбро. В обоих случаях они представляют, по-видимому, последние остатки при застывании соответствующих силикатных пород, но оба эти типа отличаются по составу.

а) Магнитные железняки, связанные с сиенитами (тип Кируны), характеризуются обычным присутствием фторапатита. Иногда в виде ничтожной примеси содержат силикаты (амфибол, пироксен и продукты их разложения). В некоторых случаях в этих магнитных железняках присутствует ничтожная примесь сульфидов: пирит, халькопирит. Текстура породы часто флюидальная, вследствие соответствующего расположения призм апатита.

б) Магматические магнитные железняки, связанные с габбро, характеризуются присутствием титана, часто в виде ильменита, образующего закономерные прорастания с магнетитом. Эти прорастания, вероятно, представляют результат распада твердого раствора ильменита в магнетите. Примесями в таких рудах являются силикаты — пироксен, амфибол, оливин, реже — плагиоклаз, нередко шпинель, иногда корунд. Нередки также сульфиды — пирит, пирротин, халькопирит, но все эти минералы в виде незначительной примеси.

2. Магматические сульфидные руды являются результатом застывания сульфидной магмы. Последняя, по-видимому, весьма богата минерализаторами и, обладая многими свойствами магмы пегматитов, также отличается этой особенностью. По-видимому, существует непрерывный ряд переходов от такой сульфидной магмы к рудным растворам, кристаллизующимся уже при температурах, отвечающих гидротермальным образованиям. Из распространенных сульфидов наиболее высокотемпературным минералом является пирротин, а наиболее типичными магматическими сульфидными рудами — пирротиновые руды.

Они состоят из зернистого агрегата пирротина, в некоторых случаях с примесью пентландита, образующего срастание с пирротином, халькопиритом и пиритом. Характерная порфировидная структура некоторых из таких руд — как бы оплавленные и корродированные фенокристаллы пирита заключены в массе магнитного колчедана. В этих случаях медный колчедан часто обрастает пирит. Из силикатовых и других примесей

встречаются высокотемпературные минералы: кварц, пироксены, амфибол, гранат, кордиерит и др., также хлорит, эпидот. Следует отметить содержание платины в некоторых из этих руд в виде сперрилита. Магматические сульфидные руды связаны главным образом с норитами.

3. Карбонатиты были описаны Брёггером (1921) как изверженные породы из района Фен, в окрестностях Осло. Эти породы связаны с нефелиновыми щелочными породами, в которых, как мы знаем, нередко встречается магматический кальцит. Карбонатиты состоят из первичного кальцита, который метасоматически превращается отчасти в доломит и сидерит. Они образуют жилы или небольшие массивы. Как примеси к карбонатам в состав породы входят различные силикатовые и другие минералы: щелочной полевой шпат, эгирин-авгит, щелочной амфибол, слюды, титанит, часто встречается и иногда обилен фторапатит, иногда оливин и др. Брёггер различает целый ряд разновидностей этих пород, описывая их под различными названиями. Образование кальцита путем переплавления под давлением доказано экспериментами Буке.

ЛИТЕРАТУРА

Айнберг Л. Ф. Приазовский щелочной массив. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 1933, вып. 196.

Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1950, вып. 69, петр. сер., № 38.

Безбородько Н. И. Монцонитовый ряд и монцониты Украины. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1935, вып. 5.

Белянкин Д. С. (1) Очерки по петрографии Ильменских гор. Изв. СПб. Политехн. инст., 1909, **12**; 1910, **13**.

Белянкин Д. С. (2). О кыштымите. Изв. СПб. Политехн. инст., 1910, **13**.

Белянкин Д. С. (3) О щелочных горных породах с ледника Райгородского в Туркестане. Изв. СПб. Политехн. инст., 1910, **13**, вып. 135.

Белянкин Д. С. Об альбитовом диабазе Красной Поляны. Изв. СПб. Политехн. инст., 1911, **15**.

Белянкин Д. С. (1) Материалы для петрографии Центрального Кавказа. Архотский перевал Военно-Грузинской дороги. Изв. СПб. Политехн. инст., 1912, **18**.

Белянкин Д. С. (2) Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород. Изв. СПб. Политехн. инст., 1912, **17**.

Белянкин Д. С. К петрографии перевала Штулу-вцек. Изв. Акад. наук СССР, сер. 6, 1923, **17**, № 1—2.

Белянкин Д. С. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. Изв. Геол. ком., 1924, **43**, № 3.

Белянкин Д. С. О сиените из Бьеллы в Пьемонте. Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., 1926, **56**, вып. 1.

Белянкин Д. С. К вопросу о неоинтрузиях Центрального Кавказа. Изд. Акад. наук СССР, сер. геол., 1939, № 2.

Белянкин Д. С. и Влодавец В. И. Щелочной комплекс Турьего мыса. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1932, вып. 2.

Белянкин Д. С. и Куплетский Б. М. Горные породы и полезные ископаемые северного побережья и прилегающих к нему островов Кандалакшской губы Белого моря. Тр. Сев. научно-промысл. эксп., 1924, вып. 18.

Белянкин Д. С. и Петров В. П. Тешенито-камптонито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалцыха. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 21, петр. сер., № 7.

Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Изд. Акад. наук СССР, 1945.

Билибин Ю. А. Петрография Ыллымахского интрузива. Госгеолиздат, 1947.

Богданович К. И. Заметка о месторождении мареканита около г. Охотска и геологический очерк западного побережья Охотского моря, ч. 1. и 2. Сборник памяти И. В. Мушкетова, СПб., 1905.

Бауэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. Пер. под ред. В. И. Лучицкого. ОНТИ, Гос. научно-техн. горно-геол.-нефт. изд., 1934 (перевод с английского издания 1928 г.).

Вакар В. А. и Сумин Н. Г. Нефелиновые сиениты на Среднем Урале. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 1.

Варданянц Л. А. Характеристика неоинтрузий Главного хребта Кавказа. Пробл. сов. геол., 1937, № 7.

Вассович Н. Б. Геологические условия залегания тешенита в Тионетском районе Грузинской ССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1931, № 2.

Вендланд К. Н. Шонкинитовый массив Ири-су. Ташкент, Изд. Ср.-Аз. индустр. инст., 1937.

Влодавец В. И. Дариганская вулканическая область. Доклады Акад. наук СССР, 1950, 72, № 5.

Воробьева О. А. Геолого-петрографическое строение Волчьей тундры. Матер. по петр. и геохим. Кольского полуострова, ч. 4. Тр. СОПС Акад. наук СССР, сер. кольская, 1935, вып. 7.

Высоцкий Н. К. Месторождения платины Московского и Ниже-Тагильского районов на Урале. Тр. Геол. ком., 1913, **62.**

Гаврусевич Б. А. и Семененко Н. П. Материалы по петрографии и геохимии юго-восточного Прибайкалья. Тр. СОПС Акад. наук СССР, сер. сибирская, 1931, вып. 11.

Герасимов А. П. Тешениты с реки Иоры (Кахетия). Тр. Геол.-разв. упр., 1931, вып. 29.

Герасимов А. П. Эссекситовая интрузия в Ахалцихском бассейне. Сборник к 45-летнему юбилею научн. деят. Н. Ф. Погребова, ОНТИ, 1937.

Гинзберг А. С. К петрографии Армянского плоскогорья. Изв. СПб. Политехн. инст., 1913, 20.

Гинзберг А. С. О мирмеките. Геол. вестн., 1916, **11.**

Деньгин Ю. П. Верхне-Ингодинский массив основных изверженных пород и маршрут в верховьях р. Ингоды. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 1932, № 190.

Дервиз В. Sur les laccolithtes des environs de Piatigorsk (Caucase du Nord). [О лакколитах окрестностей Пятигорска (Северный Кавказ)], Genève, 1905.

Дервиз В. М. Кристаллические породы Северного Сахалина. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1915, вып. 102.

Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Пер. С. П. Соловьева. Под ред. А. П. Герасимова. Гл. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1936.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. 1, Региональная петрография, вып. 6, Изд. Акад. наук СССР, 1938.

Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Ч. 1—3. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1922—1927, вып. 122.

Заварицкий А. Н. Дунит Ниже-Тагильского массива на Урале с глубины 500 метров. Выделение газа из скважины в дунитовом массиве на Урале. Вестн. Геол. ком., 1925, № 4.

Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Научн. хим.-техн. изд., 1926.

Заварицкий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Зап. Росс. мин. общ., сер. 2, 1931, ч. 60, вып. 2.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Изд. Всес. геол.-разв. объед., 1932.

Заварицкий А. Н. (1). Северная группа вулканов Камчатки. Изд. Акад. наук СССР, 1935 (СОПС, сер. камчатская, вып. 11).

Заварицкий А. Н. (2) Лампрофиры и родственные им породы на горе Магнитной. Тр. Петрогр. инст. им. акад. Левинсона-Лессинга, 1935, вып. 5.

Заварицкий А. Н. Щелочные горные породы Ишима. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1936, вып. 7—8.

Заварицкий А. Н. Петрография Бердяушского плутона. Тр. Центр. научно-иссл. геол.-разв. инст., 1937, вып. 96.

Заварицкий А. Н. Краткий геологический очерк Ишимского комплекса щелочных горных пород. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1938, № 4.

Заварицкий А. Н. (1) Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. Изд. Гл. упр. по заповедн., 1939.

Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мэргеня и их лавах. В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности», т. 2. Изд. Акад. наук СССР, 1939.

Заварицкий А. Н. (1) Объяснительная записка к геологической карте Камчатки. Изд. Акад. наук СССР, 1940.

Заварицкий А. Н. (2) Эксплозионные обломки вулканов Авачи и Козельской сопки. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 53.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Изд. Акад. наук СССР, 1941.

Заварицкий А. Н. Дальнейший шаг в применении универсального столика (К пятидесятилетию Федоровского метода). Зап. Всеросс. мин. общ., сер. 2, 1943, ч. 72, вып. 2.

Заварицкий А. Н. (1) Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, № 1.

Заварицкий А. Н. (2) Особенности задач и методы петрохимии. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1945, т. 20, № 3—4.

Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав Армении. Изв. Акад. наук Армян. ССР, естеств. науки, 1946, № 10.

Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1947, № 3.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. 2-е просм. изд. Изд. Акад. наук СССР, 1950.

Заварицкий А. Н. и Крыжановский В. И. Государственный Ильменский минералогический заповедник. В кн.: «Уральская экскурсия. Южный маршрут». Гл. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1937. (Междун. геол. конгр., XVII сессия, СССР, 1937).

Заварицкий А. Н., Пийл Б. И., Горшков Г. С. Изучение вулканов Камчатки. Тр. Лабор. вулканол. Акад. наук СССР, 1945, вып. 8.

Заварицкий В. А. Горные породы, вмещающие Учалинское колчеданное месторождение и их метаморфизм. Зап. Всеросс. мин. общ., 1943, ч. 72, вып. 3—4.

Заварицкий В. А. Щелочные жильные породы из окрестностей Берикульского золоторудного месторождения. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, № 6.

Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1946, вып. 71, петр. сер. (№ 24).

Заридзе Г. М. Хевская интрузия в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. инст. Грузии, 1938, **4**, вып. 1.

Ициксон М. И. К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Северный Кавказ). Зап. Всеросс. мин. общ., 1940, **69**, № 2—3.

Карпинский А. П. О петрографических законах. Горн. журн., 1870, **11**, № 5.

Карпинский А. П. Псевдоморфоз гранита. Горн. журн., 1872, **2**, № 5—6.

Карпинский А. П. Анамезит в Европейской России. В кн.: «Научно-исторический сборник, издаваемый Горным институтом ко дню его столетнего юбилея», СПб., 1873.

Карпинский А. П. Описание главнейших горных пород. Лекции, читанные в Горном институте в 1891—1892 гг. СПб., 1893.

Карпинский А. П. Заметка, представленная комиссии по номенклатуре горных пород на заседании в Париже 26 октября 1899 г. (Напечатана в отчетах VIII Междун. геол. конгр. 1900 г. в 1901 г.). Сочинения, т. 4. Изд. Акад. наук СССР, 1949.

Карпинский А. П. Замечания по докладу И. А. Морозевича «Об одном крайнем члене семейства элеолитовых сиенитов — мариуполите — и связанных с ним породах Мариупольского уезда». Зап. СПб. мин. общ., 2-я сер., 1902, ч. 39, вып. 2 (протоколы). Сочинения, т. 3. Изд. Акад. наук СССР, 1941.

Карпинский А. П. О замечательной так называемой грорудитовой горной породе из Забайкальской области. Изв. Акад. наук, 1903, **19**, № 2.

Котляр В. Н. Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, № 2.

Котульский В. К. и Шейнманн Ю. М. Ультраосновные породы бассейна Меймечи, Бюлл. техн. информации, 1945, № 3—4 (10—11).

Кротов Б. П. Диабазовый массив района дер. Щелики на западном берегу Онежского озера. Зап. Всеросс. мин. общ., 1932, ч. 41, № 2.

Крылов В. А. Ийолиты и уртиты Хибинских тундр. В кн.: «Хибинские апатиты», т. 4, Химтеоретиздат, 1932.

Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. Изд. Акад. наук СССР, 1939.

Кузнецов Е. А. Габбровый массив к югу от р. Баранчи на Урале. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1950, вып. 116, петр. сер., № 34.

Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР, ОНТИ, 1936.

Кузнецов Ю. А. Геология района г. Красноярска. Изв. Зап.-Сиб. геол.-разв. треста, 1932, **12**, вып. 2.

Куплетский Б. М. Петрографический очерк Алиберовского месторождения графита. Матер. к изуч. русск. графита, КЕПС, 1926.

Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. Тр. Инст. по изуч. Севера, 1928, **2**, вып. 39.

Куплетский Б. М. (1) К изучению диабазовых пород Новой Земли. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1932, № 2.

Куплетский Б. М. (2) Кукисвумчорр и прилегающие к нему массивы Хибинских тундр по съемкам 1929—1930 гг. Матер. по геол. и петр. Кольского полуострова, ч. I. Л., 1932

Куплетский Б. М. (3) Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 1. Изд. Акад. наук СССР, 1932.

Куплетский Б. М. (4) Тешениты и другие основные интрузии р. Колымы. Тр. СОПС Акад. наук СССР, сер. якутская, 1932, вып. 2.

Куплетский Б. М. Ультраосновные породы Монча-тундры. Матер. по петр. и геохим. Кольского полуострова, ч. 4. Тр. СОПС Акад. наук СССР, сер. кольская, 1935 вып. 7.

Куплетский Б. М. (1). Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. В кн.: «Сборник в честь 50-летнего юбилея акад. В. И. Вернадского». Изд. Акад. наук СССР, 1936.

Куплетский Б. М. (2). Количественно-минералогический состав основных пород. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1936, вып. 9.

Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. Изд. Акад. наук СССР, 1937.

Куплетский Б. М. Пироксенитовая интрузия у ст. Африканда на Кольском полуострове. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1938, **12.**

Куплетский Б. М. Количественно-минералогическая классификация лампрофиров и их генезис. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1944, № 5.

Куплетский Б. М. Щелочные проявления в области развития сибирских траппов. (Северо-западная часть). Недра Арктики, 1947, № 2.

Куплетский Б. М. и Ковалева О. Н. Опыт рациональной количественной минералогической классификации гранитов. Доклады Акад. наук СССР, 1939, **13,** № 6.

Куплетский Б. М. и Окнова Г. М. Количественно-минералогический состав нефелиновых пород. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1934, вып. 6.

Лагорио А. Е. (1). Über die Natur der Glasbasis, sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. [О природе стекловатой основной массы и о процессах кристаллизации в изверженной магме]. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1887, Bd. 8.

Лагорио А. Е. (2) Über ein massigen Gestein der Krim. [Об одной наиболее распространенной горной породе Крыма]. Изв. Варшав. унив., 1887, № 5, 6.

Лагорио А. Е. Itinéraire géologique par le Kara-Dagh. [Геологический путеводитель по Кара-Дагу]. Guide d. Exc. du VII Congr., SPb., 1897.

Лебедев А. П. К петрологии гранитоидов Украины. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1947, вып. 84, петр. сер., № 27.

Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. Инст. геол. наук Акад. СССР, 1950, вып. 113, петр. сер., № 33.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Die mikroskopische Beschaffenheit des Sordawalits [Микроскопическое изучение сордавалита]. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1888. Bd. 9.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Note sur la structure des roches éruptives. [Заметка о структуре изверженных пород]. Bull. Soc. Belge géol., 1889, **2,** No 111.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О некоторых химических типах изверженных пород. Вестн. естествозн., 1890, № 4.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Note sur les taxites et sur les roches clastiques volcaniques. [Заметка о такситах и обломочных вулканических породах]. Bull. Soc. Belge géol., paléont., hydrol., 1891, **5.**

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. К вопросу о химической классификации изверженных горных пород. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., 1896, **27,** вып. 1.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., 1898, **26,** вып. 5.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Note sur la classification et la nomenclature des roches éruptives. [Заметка о классификации и номенклатуре изверженных пород]. C. R. VII Congr. géol. intern., SPb., 1897, 1899.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Kritische Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. [Критические заметки о систематике изверженных пород]. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1899—1902, Bd. 18, H. 6; Bd. 19, H. 3, 4, 5; Bd. 20. H. 2; Bd. 21, H. 4.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Урале. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., 1900, **30,** вып. 5.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Lexique pétrographique. [Петрографический словарь]. Publié avec le concours de divers pétrographes sous les auspices de la Commission internationale de pétrographie de VIII Congr. géol. intern. Paris, 1901.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. (1) Материалы для петрографии Мугоджарских гор. Сферолитовые породы Мугоджар. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., отд. геол. и мин., 1905, **33,** вып. 5.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. (2) Петрографическая экскурсия по р. Тагилу. Изв. СПб. Политехн. инст., 1905, **3.**

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Очерки по систематике изверженных пород. Отд. 3. О мелафире. Изв. СПб. Политехн. инст., 1913, **20.**

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О разграничении базальтов и андезитов. Изв. Геол. ком., 1925, № 4.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. Природа, 1928, № 5.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. 5-е изд. Госгеолиздат, 1940.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзберг А. С. и Дилакторский Н. А. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири. Тр. СОПС Акад. наук СССР, сер. сибирская, 1932, вып. 1.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадага. Тр. Петрогр. инст. Акад. наук СССР, 1933, вып. 5.

Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и др. Тр. Центр. научно-исслед. геол.-разв. инст., 1936, вып. 38.

Лупанова Н. П. Базальтическая роговая обманка из мончикита Хибин. В кн.: «Академику Ф. Ю. Левинсону-Лессингу к 50-летию научной деятельности». Изд. Акад. наук СССР, 1934.

Лучицкий В. И. Петрография. Т. 1, ч. 2. Изд. 3-е. Гос. научно-техн. горно-геол. изд., 1932; изд. 5-е. ГОНТИ, 1938; изд. 6-е. Госгеолиздат, т. I, 1947; т. II, 1949.

Лучицкий В. И. и Лебедев П. И. Петрография Украины. Изд. Акад. наук СССР, 1934.

Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. СПб., 1910.

Молдаванцев Е. П. Щелочные породы левых притоков р. Верхней Ангары. Изв. Геол. ком., 1924, **43**, № 5.

Моор Г. Г. К петрографии траппов низовья реки Нижней Тунгуски. Тр. Арктич. научно-иссл. инст., 1939, **126**, вып. 1.

Морозевич И. А. Образование минералов в магме. 1897.

Морозевич И. А. (1) Гора Магнитная и ее ближайшие окрестности. Тр. Геол. ком., 1901, **18**.

Морозевич И. А. (2) Об одном крайнем члене семейства нефелиновых сиенитов — мариуполите — и связанных с ним породах Мариупольского уезда. Зап. Мин. общ., 1901, **39**.

Морозевич И. А. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1903, вып. 8.

Мушкетов И. В. Краткий курс петрографии для студентов Института инженеров путей сообщения. СПб., 1895.

Неймайр М. История Земли, т. I. СПб., 1904.

Никитин В. В. Геологические исследования центральной группы Верх-Исетских заводов, Ревдинской дачи и Мурзинского участка. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1907, вып. 22.

Никитин В. В. Новые диаграммы для определения полевых шпатов универсальным методом Федорова. Зап. Всеросс. мин. общ., 1929, 58. Также «Универсальный столик Е. С. Федорова». Изд. Акад. наук СССР, 1953.

Никитин В. В. Korrekturen und Vervollständigungen der Diagramme zur Bestimmung der Feldspäthe nach Fedorows Methode. [Исправления и дополнения диаграммы определения полевых шпатов по Федоровскому методу]. Min. Petr. Mitt., 1933, **44**, H. 2—3.

Никитин И. К. Явления ассимиляции и гибридизма в щелочных породах Тагобы-Собак. Зап. Ленингр. горн. инст., 1939, **12**, ч. 2.

Николаев В. А. (1) Материалы к петрографии Восточной Ферганы. Тр. Геол. ком., 1928, вып. 169.

Николаев В. А. (2) Щелочные породы Ири-Су и западное окончание Александровского хребта. Путеводитель экскурсий 3-го Всес. геол. съезда, 1928.

Николаев В. А. Псевдолейцитовая порода (фергусит) из Таласского Алатау. Зап. Всеросс. мин. общ., 1930, ч. 59, № 2.

Николаев В. А. Петрология Памира. Таджик. комплекс. эксп. Акад. наук СССР, 1932 г. Изд. Акад. наук СССР, 1933.

Николаев В. А. Щелочные породы р. Каинды в Таласском Алатау. Тр. Центр. научно-иссл. геол.-разв. инст., 1935, вып. 2.

Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Изд. Троицкосавск. отд. Гос. геогр. общ., 1929.

Обручев В. А. Основы геологии. Госгеолиздат, 1947.

Окнова Т. М. К петрографии базальтов Монголии и Тувы. Тр. Монгольск. эксп. Акад. наук СССР, 1940, **37**.

Орешкин И. И. Ботогольское месторождение графита. Мин. сырье, 1931, **7**, № 8—9.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 99, геол. сер. (№ 31).

Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 7. Изд. Акад. наук СССР, 1937.

Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. Зап. Мин. общ., 1931, ч. 60, № 2.

Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Тр. Всес. геол.-разв. объед., 1934, вып. 219.

Поленов Б. К. Массивные горные породы северной части Витимского плоскогорья. Зап. СПб. общ. естествоиспыт., 1899, **27**, вып. 5.

Полканов А. А. и Елисеев Н. А. Петрология плутона щелочных пород Гремяха — Вырмес. Изд. Ленингр. гос. унив., 1940.

Половинкина Ю. И. Маршрутные исследования по р. Усою и Б. и М. Амалату, Ципи и Витиму. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 35.

Половинкина Ю. И. Нефелиновый сиенит с р. Ципи. Изв. Геол. ком., 1932, **41**, № 2—5.

Половинкина Ю. И. и др. Структуры горных пород. Т. I. Магматические породы. Госгеолиздат, 1948.

Попов Б. А. Новый метод исследования сферолитовых образований. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., 1903, **23**, вып. 5.

Преображенский И. А. Нефелиновые сиениты верховья р. Тагобы-Собак в бассейне верхнего Зеравшана. Изв. СПб. Политехн. инст., 1911, **15**.

Пэк А. В. и Чураков А. Н. Султан-Уиз-даг. Тр. Таджик.-Памир. эксп. Акад. наук СССР, 1936, вып. 73.

Рачковский И. П. Пуласкит из юго-западной части Енисейской губ. Изв. Акад. наук, 1910.

Рачковский И. П. К вопросу о породах щелочного ряда юго-западной части Енисейской губ. Зап. СПб. мин. общ., 2-я сер., 1912, **48**.

Розенбуш Г. Описательная петрография. Пер. под ред. с дополн. В. Н. Лодочникова. ОНТИ, Горгеонефтеиздат, 1934.

Свитальский Н. И. Анортозитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы юго-западного Прибайкалья. Изв. Геол. ком., 1915, **34**.

Севергин В. М. Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел в двух книгах. Кн. 1, СПб., 1798.

Сердюченко Д. П. Дуниты Северного Кавказа. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1949, № 6.

Смирнов Г. М. Интрузивные породы южной части Дзирульского массива. Тр. Грузин. геол. упр., 1941, вып. 2.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы Тр. Арктич. инст., 1936, **43**.

Соболев В. С., Вартанова Н. С. и Горбачевская О. Н. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта. Тр. Львов. геол. общ. при Гос. унив. им. Ив. Франко, петр. сер., 1947, вып. 1.

Соболев Н. Д. Материалы для геологии и петрографии Тункинских и Китойских Альп (Вост. Саян), ч. I. Изд. Акад. наук СССР, 1940.

Соколов Г. А. Изучение хромитового массива Крака. Южно-Уральская комплексная экспедиция, вып. 1. Изд. Акад. наук СССР, 1936.

Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР. Госгеолиздат, 1952.

Струве Э. А. Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР. Изд. Акад. наук СССР, 1940.

Тарасенко В. Е. О горных породах семейства габбро из Радомысльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губерний. Зап. Киев. общ. естествоиспыт., 1895, **15**, вып. 1.

Татаринов П. М. Петрография Урала. Ч. 2. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 9. Изд. Акад. наук СССР, 1940.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 5. Изд. Акад. наук СССР, 1935.

Тимофеев К. И. Граниты Кара-тюбе близ Самарканда. Ежег. по геол. и мин. России, 1910, **12**, № 3—4.

Тиррель Г. В. Основы петрологии. Пер. С. П. Соловьева. Под ред. А. Н. Заварицкого. Горно-геол.-нефт. изд., 1933 (перевод с английского издания 1926 г.).

Универсальный столик Е. С. Федорова. Изд. Акад. наук СССР, 1953.

Уокер Ф. и Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. В кн.: «Геология и петрология трапповых формаций». Изд. иностр. литер., 1950.

Усов М. А. Пограничная Джунгария. Описание горных пород. Т. 2, ч. 2. Томск, 1914.

Усов М. А. Фазы эффузивов. Изв. Томск. техн. инст., 1924, **46**; 2-е изд. Томск, 1929.

Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. Пробл. сов. геол., 1935, 5.

Федоров Е. С. Теодолитный метод в минералогии и петрографии. Тр. Геол. ком., 1893, **10**, № 2.

Федоров Е. С. (1). О новой группе изверженных пород. Изв. Моск. сельхоз. инст., 1896, № 1.

Федоров Е. С. (2) Universalmethode und Feldspathstudien. [Универсальный метод и изучение полевых шпатов]. Zs. f. Kryst., 1896, **26**.

Федоров Е. С. Основания петрографии. СПб., 1897.

Федоров Е. С. (1) Богословский горный округ. Описание в отношении его топографии, минералогии, геологии и рудных месторождений. Т. 8, ч. III. СПб., 1901.

Федоров Е. С. (2) О петрографической номенклатуре. Записка, представленная в бюро VIII Междун. геол. конгр. 1900 г. М., 1901.

Федоров Е. С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горн. журн., 1904, **2**, **3**.

Федоров Е. С. Заметки о нефелиновых породах берегов Белого моря. Изв. Акад. наук, 1905, **23**.

Федоров Е. С. Химические отношения горных пород и их графическое изображение. Зап. Горн. инст., 1908, **1**.

Ферсман А. Е. Письменная структура пегматитов и причины ее возникновения. Изв. Акад. наук, сер. 6, 1915, **9**.

Ферсман А. Е. Геохимические дуги Хибинских тундр. Доклады Акад. наук СССР, нов. сер., 1931, **1**.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. Гранитные пегматиты. Изд. 3-е. Изд. Акад. наук СССР, 1940.

Холмс А. Основы физической геологии. Перевод с английского издания 1946 г. под ред. А. В. Хабакова. Гос. изд. иностр. литер., 1949.

Хрущев К. Д. Beiträge zur Petrographie Volhyniens und Russlands. Teil 1. Über die sogenannten Labradorite Volhyniens. [Заметки о петрографии Волыни и России. Ч. 1. О так называемых лабрадоритах Волыни]. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1888, Bd. 9.

Хрущев К. Д. Über ein paläozoisches Leucitgestein. [О палеозойской лейцитовой породе]. N. Jb. Min., Petr. etc., 1891, 2.

Хрущев К. Д. Über eine Gruppe eigentümlicher Gesteine vom Taimyr-Lande aus der Middendorff'schen Sammlung. [О группе своеобразных горных пород Таймыра из собрания Миддендорфа]. Mém. géol. et paléont., Bull. Ac. Sci., SPb., 1894, I.

Чирвинский П. Н. Количественный минералогический и химический состав гранитов и грейзенов. М., 1911.

Шахов Ф. Н. Магматические породы Кузнецкого бассейна. Изв. СПб. Технол. инст., 1927, № 3.

Шлыгин Е. Д., Жуков М. А. и Монин В. К. Новая находка мезо-кайнозойских изверженных пород в Казахстане. Вестн. Акад. наук Казах. ССР, 1948, № 8 (41).

Abich H. Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. Braunschweig, 1841.

Abich H. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. 2. Teil. Geologie des Armenischen Hochlandes. Wien, 1882.

Adams F. D. The Monteregian Hills. A Canadian petrographical province. Journ. of Geol., 1903, **2**.

Adams F. D. New nepheline rock from the province of Ontario, Canada. Amer. Journ. Sci., 1904, ser. 4, vol. XVII, No. 100.

Adams F. D. The Morin anorthosite area (Que). Int. Geol. Congr. XII, Canada. Guide book, No. 3, 1913.

Adams F. D. a. Barlow A. E. The nepheline and associates syenites of eastern Ontario. Trans. R. Soc. Canada, 1908, 2 sect. 4.

Adams F. D. a. Barlow A. E. Geology of the Haliburton-Bancroft area. Province of Ontario. Geol. Surv. Canada, 1910, Mem. 6.

Allen J. A. Geology of Field map area B. C. and Alberta. Geol. Surv. Canada. 1914, Mem. 55.

Allport S. On the microscopical structure and composition of British carboniferous dolerites. Quart. Journ. Geol. Soc., London, 1874, **30**.

Andreae A. und Osann A. Beiträge zur Geologie des Blattes Heidelberg. Mitt. d. Badischen geol. Landesanst., 1892, **2**.

Bailey E. B., Thomas H. H. a. oth. Tertiary and Post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. Mem. Geol. Surv. Scotland, 1924.

Baker C. L. The Lava Field of the Paraná Basin, South America. Journ. of Geol., 1923, **31**, No. 1—6.

Bancroft J. A. a. Howard W. V. The essexites of Mount Royal. Montreal P. Q. Trans. Roy. Soc. Canada, 1923, **17**.

Barth T. Sagvandite, a magnetite bearing igneous rock. Norsk. Geol. Tidsskr., 1926, **9**.

Barth T. F. W. The igneous rock complex of the Oslo Region. II. Systematic petrography of the plutonic rocks. Oslo, 1945.

Barth T. F. W., Correns C. W. u. Eskola P. Die Entstehung der Gesteine. Ein Lehrbuch der Petrogenese, Berlin, 1939.

Bauer F. Petrographische Untersuchung des Duppauer Theralithvorkommens. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1903, **22**.

Bayley W. S. Eleolite-syenite of Litchfield, Maine and Hawes' hornblende-syenite from Red Hill, New Hempshire. Bull. Geol. Soc. Amer., 1892, **3**.

Bayley W. S. The eruptive and sedimentary rocks of Pigeon Point, Minnesota and their contact phenomena. U. S. Geol. Surv. Bull., 1893, No. 109.

Becke F. Über die Bestimmung der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungvermögens. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 1893, **102**.

Becke F. Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzbilder von Zwillingen. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1894, **14**.

Becke F. Der Hypersten-Andesit der Insel Alboran. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1899, **18**.

Becke F. Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1903, **12**.

Becke F. Über Myrmekit. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1908, **17**.

Bell J. M., Clarke E. C., Marshall P. The geology of the Dun Mountain subdivision Nelson. New Zealand Geol. Surv. Bull., 1911, **12**.

Benson W. N. Spilitic lavas and radiolarian rocks in New South Wales. Geol. Mag., 1913, **10**.

Benson W. N. The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. Mem. Nat. Acad. Sci. Washington, 1926, **19**.

Bertolio S. Sulle comenditi, nuovo gruppo di rioliti con algirina. Rend. Cont. d. R. Accad. naz. Lincei, Roma, 1895, **4**.

Bischoff G. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Aufl. I, Bonn, 1851; Aufl. II, 1864.

Bowen N. L. (1) The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related nagmas. Am. Journ. of Sci., 1915, **40**.

Bowen N. L. (2) The later stages of the evolution of the igneous rocks. Journ. of Geol., 1915, suppl. to vol. 23.

Bowen N. L. Genetic features of Alnöitic rocks at Isle Cadieux, Quebec. Amer. Journ. of Sci. (5), 1922, **3**.

Brögger W. C. Неизданные лекции по петрографии за 1887—1890 гг.

Brögger W. C. (1) Die postsilurischen Eruptivgesteine des Christianiagebietes. Zs. f. Kryst., 1890, **16**.

Brögger W. C. (2) Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge d. südnorwegischen Augit-Nephelinsyenite. Zs. f. Kryst., 1890, **16**.

Brögger W. C. (1) The basic eruptive rocks of Gran. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1894, **15**.

Brögger W. C. (2) Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes. Th. 1—**4**, 7. Vidensk. Skrift., M.-N. Kl., 1894, No. 4; 1895, No. 7; 1898, No. 6; (1920), 1921, No. 9; 1933, No. 26.

Brögger W. C. Oversigt over Videnskabs-Selskabets. Moder i 1904. Forh. Vidensk. Selsk. Christiania, 1904 (1905).

Brögger W. C. Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Nyt. Mag. Naturvid., 1906, **44**.

Brouwer H. Oorsprong en samenstelling der Transvaalsche nepheliensyenieten. Gravenhage, 1910.

Buch L., von. Über einige Berge der Trappformation in der Gegend von Gränz. Abh. Akad. Wiss. Berlin, 1818—1819 (1820).

Buch L., von. Über Erhebungscratere und Vulkane. Poggend. Annal. Phys. Chem., 1836, **37**.

Burckhardt C. Géologie de la Sierra de Mazapie et Santa Rosa. Congr. Géol. Intern., Guide 26 (Mexico), 1906.

Busz K. Heptorit, ein Hauyn-Monchiquit aus dem Siebengebirge am Rhein. N. Jb. Min., Petr. etc., 1904, **2**.

Busz K. Essexit von der Löwenburg im Siebengebirge am Rhein. Verhandl. naturhist. Ver. d. preuss. Rheinlands u. Westf., Bonn, 1905, **62**.

Camsell C. Geology and mineral deposits of the Tulameen District. Geol. Surv. Canada, 1913, Mem. 26.

Cathrein A. Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. N. Jb. Min., Petr. etc., 1890, **1**.

Cederström A. Om berggrunden pa norra delen af Ornön. Geol. Fören. Förhand., 1893, **15**.

Chayes F. Alkaline and carbonate intrusives near Bancroft, Ontario. Bull. Geol. Soc. Amer., 1942, **58**.

Chelius C. Das Granitmassiv des Melibocus und seine Ganggesteine. Notizbl. Ver. f. Erdkunde Darmstadt, 1892 (4), **13**.

Cloos H. Das Batholithenproblem. Fortschr. d. Geol. u. Pal., 1923, **1**.

Coleman A. P. A new analcite rock from Lake Superior. Journ. of Geol., 1899, **7**.

Coleman A. P. The Sudbury laccolithic sheet. Journ. of Geol., 1907, **15**.

Coleman A. P. The pre-Cambrian rocks north of Lake Huron with special reference to the Sudbury series. Ontario Bur. Mines, Ann. Rep., 1914, **23**, pt. I.

Congrès géologique international. Comptes Rendus de la VIII session en France, 1-r fasc., Paris, 1901.

Coquand H. Traité des roches considérées au point de vue de leur origine, de leur composition et de leur gisement. Paris, 1857.

Cordier P. L. Sur la substance des minéraux, dites en masse que servent de base aux roches volcaniques. Journ. de Mines, 1815, **38**.

Cotta B. Die Gesteinslehre. Freiberg, 1855; 2 Aufl. Freiberg, 1862.

Cotta B. Eruptive Gesteine und Erzlagerstätten im Banat und Serbien. Berg- und Hüttenmänn. Zeitung, 1864, No. 14.

Cross W. Igneous rocks of the Leucite Hills and Pilot Butte, Wyoming. Amer. Journ. of Sci., 1897, **4**.

Cross W. Lavas of Hawaii and their relations. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1915, No. 88.

Cross W., Iddings J., Pirsson L., Washington H. A quantitative chemico-mineralogical classification of igneous rocks. Journ. of Geol., 1902, **10**.

Cross W. a. oth. Quantitative classification of igneous rocks, based on chemical and mineral characters, with an introductory review of the development of systematic petrography in the ninteenth century by Cross. Chicago — London, 1903.

Cross W. a. oth. The texture of igneous rocks. Journ. of Geol., 1906, **14**.

Cross W. a. Larsen E. S. A brief review of the geology of the San Juan region of southwestern Colorado. U. S. Geol. Surv. Bull., 1935, No. 843.

Daly R. A. Origin of the alkaline rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 1910, **21**.

Daly R. A. Igneous rocks and their origin. New York, 1914.

Daly R. A. The geology of Ascension Island. Proc. Amer. Acad. Arts Sci., 1925, **60**.

Daly R. A. The geology of St. Helena Island. Proc. Amer. Acad. Arts Sci., 1927, **62**.

Daly R. Igneous rocks and the depths of the Earth. New York, 1933 (см. русский перевод, 1936).

Daly R. A. and Barth T. F. W. Dolerites associated with the Karroo System, S. Africa. Geol. Mag., 1930, **47**, No. 789, 798.

David T. a. oth. On the occurence of a variety of tinguaite at Kasciusko, N. S. Wales. Ed. and much supplemented by Browne W. R. Journ. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 1901, **35**.

Derby O. A. On nepheline rocks in Brazil. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1887, **42**, 1891, **47**.

Derby O. A. On the magnetite ore districts of Jacupiranga and Ipanema, São Paulo, Brazil. Amer. Journ. of Sci., 1891, vol. **41**.

Desmarest N. Mémoire sur l'origine et la nature du basalte à grandes colonnes polygones, déterminées par l'histoire naturelle de cette pierre observée en Auvergne. Mém. Acad. Roy. Sci. Paris, An. 1771, Mém. 705.

Dewey J. a. Flett J. On some British pillow-lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag., 1911, **8**.

Doelter C. Zur Kenntnis der vulcanischen Gesteine und Mineralien der Capverd'schen Inseln. Graz, 1882.

Doelter C. Der Monzoni und seine Gesteine. Stzb. K. Akad. Wiss. Wien, M.— N. Kl., 1902, **111**.

Doelter C. Physikalisch-chemische Mineralogie. Leipzig, 1905.

Duparc L. Sur l'«austraite», une pyroxénite riche en spinelles. Bull. Soc. franç. min., 1913, **36**.

Duparc L. Sur les basaltes et les roches basaltiques du plateau Abyssin. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 1930, **10**, H. I.

Duparc L. et Grosset A. Recherches géologiques et pétrographiques sur le district minier de Nicolai-Pawda. Paris, 1916.

Duparc L. et Pamphill G. Sur l'issite, une nouvelle roche filonienne dans la dunite (Oural). C. R. Acad. Sci. Paris, 1910, **151**.

Duparc L. et Pearce F. Sur la kosvite, une nouvelle pyroxénite de l'Oural. C. R. Acad. Sci. Paris, 1901, **132**.

Duparc L. et Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Part 1, Kizelowskaya Datcha. Part 2, Rastesskaya et Kizelowskaya Datcha. Part 3. Le bassin de la Haute Wichéra. Mém. Soc. phys. et d'hist. natur. de Genève, 1902, **34**, f. 2; 1905, **34**, f. 5; 1909, **36**, f. 1.

Duparc L. et Pearce F. Sur la garéwaite, une nouvelle roche filonienne basique de l'Oural du Nord. C. R. Acad. Sci. Paris, 1904, **139**.

Duparc L. et Pearce F. Sur l'existence de hautes terrasses dans l'Oural du Nord. C. R. Acad. Sci. Paris, 1905, **140**.

Duparc L. et Tikhonowitch M. N. Le platine et les gîtes platinifères de l'Oural et du Monde. Genève, 1920.

Du Toit A. I. The Karroo dolerites of South Africa. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1920, **23**.

Eakle A. S. A biotite-tinguaite dike from Manchester-by-the Sea, Essex Co. Mass. Amer. Journ. Sci., 1898, **6**.

Ebert H., Graupner A. u. Pierzsch K. Erläuterung zur geol. Karte von Sachsen. Blt. No. 66, Leipzig, 1934.

Eckermann H., v. The Alkaline District of Alnö Island. Sveriges Geol. Undersök., 1948, Ser. Ca, No. 36.

Edwards A. B. The Tertiary volcanic rocks of Central Victoria. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1938, **94**, No 374.

Elie de Beaumont. Notes sur les émanations volcaniques et métallifères. Bull. Soc. géol. de France, 1847, **2**.

Erdmannsdörffer O. H. Über Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Monatsber. Deutsch. geol. Ges., 1907, **59**, No. 2.

Erdmannsdörffer O. H. Über ein sibirischen Nephelingestein. Festschrift v. Goldschmidt, Heidelberg, 1928.

Esenwein P. Zur Petrographie der Azoren. Zs. f. Vulcan., 1929, **12**.

Eskola P. On the igneous rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Overs. Finska Vetensk. Soc. Förhandl., 1920—1921, 63 **A**, No. 1; Ref. N. J. Min., 1925, **A**, **2**.

Fenner C. N. The Katmai magmatic province. Journ. of Geol., 1926, **34**.

Fenner C. N. Tuffs and other volcanic deposits of Katmai and Yellowstone Park. Amer. Geophys. Union, Pr. 18-th Ann. Meeting, 1937.

Fermor L. L. On the basaltic lavas penetrated by deep boring for coal at Bhusawal. Bombay Presidency. Rec. Geol. Surv. India, 1925—1926, **48**, pt. 2.

Flett J., in B. N. Peach a. oth. The geology of Knapdale, Jura and North Kintyre. Geol. Surv. Scotland., 1911, Mem. 28.

Fouqué F. Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. française, 1894, **17**.

Fouqué F. et. Michel-Lévy. Minéralogie micrographique. Roches éruptives françaises. Paris, 1879. (Mémoires pour savoir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France).

Gagel C. Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. Zs. Deutsch Geol. Gesell., 1912, **64**; 1914, **66**.

Geijer P. Poikilitic intergrowths of quartz and alkalifeldspar. Geol. Foren, Förh., 1913, **34**.

Geikie A. Ancient volcanoes of Great Britain. London, 1897.

Geikie A. a. Teall H. On the banded structure of some Tertiary gabbroes in the Isle of Sky. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1894.

Gilbert C. M. Welded tuff in Eastern California. Bull. Geol. Soc. Amer., 1938, **49**.

Glangeaud P. Les régions volcaniques du Puy de Dome. Bull. de la Carte géol. de la France, 1909, No. 123.

Goldschmidt V. M. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. 4. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Skrifter Videnskap. Selsk., M. N. Kl., Kristiania, 1916, **75, 79**.

Goranson K. Some notes on the melting of granite. Amer. Journ. Sci., 1932, **227**.

Gregory J. W. Contributions to the geology of British East Africa. Pl. 2. The geology of Mount Kenya. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1900, **56**.

Grout F. F. Contribution to the petrography of the Keweenawan. Journ. of Geol. 1910, **18**.

Grout F. F. (1) Internal structures of igneous rocks; their significance and origin; with special reference to the Duluth gabbro. Journ. of Geol., 1918, **26**.

Grout F. F. (2). Der Lopolith, eine Intrusionsform nach dem Vorbild des Gabbro von Duluth. Amer. Journ. Sci., 1918, **46**.

Grout F. F. (1) The Vermilion batholith of Minnesota. Journ. of Geol., 1925, **33**.

Grout F. F. (2) A peculiar shonkinite related to granite. Amer. Journ. Sci., 1925, **9**.

Grout F. F. Petrography and petrology. 1-th ed. New York, 1932.

Grubenmann U. Struktur und Textur der metamorphischen Gesteine. Fortschr. d. Miner., 1912, **2**.

Guettard J. E. Mémoire sur quelques montagnes de la France, qui ont été des volcans. Mém. Acad. Roy. Sci. Paris, de l'année 1752 (1756).

Hackman V. Die das Eläolithsyenithmassiv der Serra Monchique durchselzenden Ganggesteine. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1897, **17**.

Hackman V. Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinnland. Bull. Com. Géol. Finlande, 1925, № 72.

Hall A. L. The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal. Geol. Surv. S. Africa, 1932, Mem. 28.

Harker A. The Tertiary igneous rocks of Skye. Mem. Geol. Surv. Unit. Kingdom. Glasgow, 1904.

Harker A. The geology of the Small Isles of Inverness-shire. Mem. Geol. Surv. Scotl., Glasgow, 1908, Sheet 60.
Harker A. Natural history of the igneous rocks. London, 1909.
Harker A. Petrology for students. An introduction to the study of rocks under the microscope. 7-th ed., Cambridge, 1935.
Hatch F. On a new British phonolite. Geol. Mag., 1892, (3), **9**.
Hatch F. H. The petrology of the igneous rocks. 7-th ed. London, 1914; 8-th ed. London, 1926.
Hatch F. H., Wells A. K. a. Wells M. K., The Petrology of the igneous rocks. 10-th ed., London, 1949.
Haüy R. Réponse aux objections de Bertholet contre la méthode de classification inventée par l'auteur. Mém. Soc. des Nat. de Moscou, 1811, **1**.
Haüy R. Traité de minéralogie. Paris, 1822, Atlas, 1823.
Heddle M. On the crystalline forms of riebeckite. Trans. Geol. Soc. Edinburgh, 1899, 7.
Hess H. H. (1) Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies. Proc. Amer. Philos. Soc., 1938, **79**, No. 1.
Hess H. H. (2) A primary peridotite magma. Amer. Journ. of Sci., 1938, **35**.
Hibsch J. E. Geologische Karte des Böhmischen Mittelgebirges. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1897; 1898, **17**; 1902, **21**; 1910, **29**.
Hill J. B. a. Kynaston H. On kentallenite and its relation to other rocks. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1900, **56**.
Högbom A. G. Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. Geol. Föreningens i Stockholm Förh., 1895, B. **17**, No. 163, H. 2, 1895, **17**, No. 164, H. 3.
Holland T. The Charnokite series, a group of Archean hypersthenic rocks in Peninsular India. Mem. Geol. Surv. of India, 1900, **28**.
Holmes A. The basaltic rocks of the Arctic Region. Min. Mag., 1918, **18**.
Holmes A. The nomenclature of petrology. London, 1920.
Horne J. a. Teall J. H. On borolanite. Part I, Trans. Roy. Soc. of Edinb., 1892, **37**, No. 11.
Hunt S. a. Logan W. Geology of Canada. Montreal, 1863.
Hunter M. u. Rosenbusch H. Über Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus Gefolgschaft der Eläolithsyenite. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1890, **9**.
Hussak E. Über Leucit Pseudokristalle im Phonolit (Tinguait) der Serra de Tinguá Estado Rio de Janeiro, Brazil. N. Jb. Min. etc., 1890, **1**.
Hutton J. The theory of the Earth. 1-th ed. London, 1785; 2-th ed. London, 1795.
Iddings J. P. Origin of igneous rocks. Bull. Philos. Soc. of Washington, 1892, **12**.
Iddings J. P. Absarokite-shoshonite-banakite series. Journ. Geol., 1895, **3**.
Iddings J. P. Igneous rocks. Vol. I. Composition texture and classification. London, 1909. Vol. II. Description and occurence. New York — London, 1913.
Iddings J. P. The problem of volcanism. New Haven, 1914.
Iddings J. P. a. Morey E. Contributions to the petrography of Java and Celebes. Journ. Geol., 1915, **23**.
Jensen H. J. The distribution, origin and relationships of alkaline rocks. Proc. Linnean Soc. N. S. Wales, 1908, **33**.
Johannsen A. Suggestions for quantitative mineralogical classification of igneous rocks. Journ. Geol., 1917, **25**.
Johannsen A. A quantitative mineralogical classification of igneous rocks — revised. Journ. Geol., 1920, **28**.
Johannsen A. A descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago, vol. 1, 1931; vol. 2, 1932; vol. 3, 1937; vol. 4, 1938.
Jung H. Die chemischen und provinziellen Verhältnisse der jungen Eruptivgesteine Deutschlands und Nordböhmens. Chemie der Erde, 1927, **3**, H. 2.
Jung J. Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. Paris, 1946. (Mém. de la Carte géol. detaillée de la France).
Kemp J. F. The basic dikes occurring outside of syenite areas of Arkansas. Ann. Rep. Geol. Surv. Arkansas for 1890, 1891, **2**.
Kemp J. F. The elaeolith syenite near Beemerville Sussex Co, New Jersey. Trans. New York Acad. Sci., 1892, **11**.
Kemp J. F. a. Knight W. C. Leucite Hills of Wyoming. Bull. Geol. Soc. Amer., 1903, **14**.
Kennedy W. Q. The parent magma of the British Tertiary Province. Summary of Progress Geol. Surv. Great Britain for 1930, 1931, pt. 2.
Kennedy W. Q. Trends of differentiation basaltic magmas. Amer. Journ. of Sci. (5-th), 1933, **25**, No. 147.
Klemm G. Petrographische Mitteilungen aus dem Odenwald. Notizbl. Ver. Erdk., Darmstadt, 1927, Fol. V, H. 9.
Knopf A. Geology and ore deposits of the Rochester District, Nevada. Bull. U. S. Geol. Surv., 1924, No. 762.

Kolderup C. F. Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. 1. Das Labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggendal. 2. Die Labradorfelse und die denselben verwandten Gesteine in dem Bergensgebiets. Bergens Mus. Aarb., 1896, No. 5; 1903, No. 12.

Kozu S. The great activity of Komagatake in 1929. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1934, **45.**

Lacroix A. Les enclaves des roches volcaniques. Macon, 1893.

Lacroix A. Le gabbro du Pallet et ses modifications. Bull. Carte géol. France, 1898—1899, **10.**

Lacroix A. Les roches alcalines caractérisant la province pétrographique d'Ampasindava. Nouv. Arch. du Mus. Paris, 4 sér., 1902, **1.**

Lacroix A. La montagne Pelée et ses éruptions. Paris, 1907.

Lacroix A. Les roches alcalines de Tahiti. Bull. Soc. géol. de France, 4 sér., 1910, **10.**

Lacroix A. (1) Le cortège filonien des péridotites de la Nouvelle Calédonie. C. R. Acad. Sci. Paris, 1911, **152.**

Lacroix A. (2) Les syenites néphéliniques de l'Archipel de Los et leurs minéraux. Nouv. Arch. du Mus. d'Hist. Natur., 5 sér., 1911, **3.**

Lacroix A. (1) Sur quelques roches volcaniques mélanocrates des possessions françaises et de l'océan Indien et du Pacifique. C. R. Acad. Sci. Paris, 1916, **163.**

Lacroix A. (2) Les syenites à riebeckite d'Alter Pedroso (Portugal), leurs formes mésocrates (lusitanites) et leurs transformations en leptynites et en gneiss. C. R. Acad. Sci. Paris, 1916, **163.**

Lacroix A. Les roches grénues d'un magma leucitique étudiées à l'aide des blocs holocristallins de la Somma. C. R. Acad. Sci. Paris, 1917, **165.**

Lacroix A. Sur quelques roches filoniennes sodiques de l'Archipel de Los, Guinée française. C. R. Acad. Sci., Paris, 1918, **167.**

Lacroix A. La systématique des roches grénues à plagioclases et feldspathoides. C. R. Acad. Sci. Paris, 1920, **170.**

Lacroix A. (1) Minéralogie de Madagascar. T. 1—3. Paris, 1922—1923.

Lacroix A. (2) La notion de type doliomorphe en lithologie. C. R. Acad. Sci. Paris, 1923, **177.**

Lacroix A. Sur un nouveau type de roche éruptive alcaline mésocrate. C. R. Acad. Sci. Paris, 1925, **180.**

Lacroix A. La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie. Mém. Acad. Sci. Paris, 1927, **59.**

Lacroix A. Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Bull. du Service géologique de l'Indochine, Honoi, 1933, **20,** fasc. 3.

Lacroix A. Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits. Paris, 1936.

Lapparent A. Constitution géologique du Tyrol méridional. Ann. d. Min., 1864, **6.**

Lapparent J. Leçons de pétrographie. Paris, 1923.

Larsen E. a. Hunter J. Melilite and other minerals from Gunnison County, Colorado. Journ. Washington Acad. Sci., 1914, **14.**

Larsen E. S. a. oth. Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana. Part VII. Petrology. Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, **52.**

Lawson A. On malignite, a family of basic plutonic orthoclase rocks rich on alkalies and lime, intrusive in the Couchiching schists of Poobah Lake. Bull. Dept. Geol. Univ. Calif. Publ., 1896, **1.**

Lehmann E. Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Insel Ischia und ihrer Stellung innerhalb der südromanischen Provinz. Zs. f. Vulkan., 1924—1925. Erg.-Bd.

Leonhard K. Basaltgebilde in ihren Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. Stuttgart, 1832.

Lindgren W. The granitic rocks of the Pyramid Peak District, Sierra Nevada, California. Amer. Journ. of Sci., ser. 4, 1897, **3.**

Lindgren W. Granodiorite and other intermediate rocks. Amer. Journ. of Sci., ser. 4, 1900, **9.**

Lindgren W. a. Ransom F. Geology and gold deposits of the Cripple Creek District, Colorado. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1906, No. 54.

Linné C. Systema natural, sive regna tria natural systematice proposita. 13 ed. Leiden, 1788—1793.

Lossen K. Über Anforderungen der Geologie und die petrographische Systematik. Jb. preuss. Geol. Landesanst., 1883.

Macdonald C. S. Hawaiian petrographic province. Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, **60.**

MacGregor A. G. Scottish pyroxene-granulite hornfelses and Odenwald beerbachites. Geol. Mag., 1931, **68.**

Marshall P. The geology of Dunedin. New Zealand. Quart. Journ. Geol. Soc., 1906, **42.**

Marshall P. Acid rocks of the Taupo-Rotoria District. I. part. Roy. Soc. New Zealand, 1935, **64.**

Mauritz B. Eruptivgesteine des Matra-Gebirges. N. Jb. Min., Petr. etc., 1927, **67,** Abt. A.

Meinich L. Über das Vorkommen von Nickelerz in Smalenene. Nyt. Magazin f. Naturvid. Kristiania, 1878, **24.**

Merrill G. P. Notes on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proc. U. S. Museum, 1895, **17.**

Michel-Lévy A. Structures et classifications des roches éruptives. Paris, 1889.

Michel-Lévy A. Etude sur la détermination des feldspaths dans les plaques minces. Paris, 1896.

Michel-Lévy A. Note sur la classification des roches éruptives. Bull. Géol. de France, 1897, **55.**

Miers H. A. Adress to the Geological Section (C). British Association for the Advancement of Science. Cape Town, South Africa, August 16-th, 1905. Geol. Mag., new ser., **2,** No. **9, 10, 11.**

Miller W. J. Adirondack anorthosite. Bull. Geol. Soc. Amer., 1918, **29.**

Miller W. J. Anorthosite in Los Angelos County, California, Journ. Geol., 1931, **39.**

Nieland H. Beiträge zur Mineralogie und Petrographie des Katzenbuckels i. O. Teil I. N. Jb. Min., Petr. etc., 1931, Beil. Bd. **63** A.

Niggli P. Gesteine und Mineralprovizen. Einführung. Bd. I. Berlin, 1923.

Niggli P. Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1931, **11,** H. 2.

Niggli P. Gesteine und Minerallagerstätten. Basel, 1948.

Nordenskjöld A. E. Account of an expedition to Greenland in the year 1870. Geol. Mag., 1872, **9.**

O'Neill J. J. St. Hilaire (Beloeil) and Roungemont Mountains, Quebec. Geol. Surv. Canada Mem., 1914, **43,** Publ. No. 1311.

Orueta D. et Rubio E. La serrania de Ronda. XIV Congr. Géol. Intern., Excur. A — 2. Madrid, 1926.

Osann A. Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata (Prov. Almeria). Zs. Deutsch. geol. Ges., 1889, **41.**

Osann A. Report on the rocks of Trans-Pecos, Texas. Ann. Rep. 4-th, Geol. Surv. Texas, 1892.

Osann A. Beiträge zur Geologie und Petrographie des Apache (Davis) Mts, West Texas. Tschermark's Min. Mitt., 1895, **15.**

Osann A. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. III. Die Ganggesteine. (Schluss). Tschermak's Min. Petr. Mitt., 1903, **21, 22.**

Osann A. Über einige Alkaligesteine aus Spanien. Festschrift von H. Rosenbusch. Stuttgart, 1906.

Osann A. Petrochemische Untersuchungen. Abh. Akad. Wiss. Heidelberg, M.-N. Kl., 1913, Abh. 2.

Osann A. Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. I, II. Abh. Akad. Wiss. Heidelberg. H.-N. Kl., 1919, 1920, Abh. 8, 9.

Paul F. P. Beiträge zur petrographischen Kenntnis einiger foyaitisch-theralitischer Gesteine aus Tasmanien. Tschermak's. Min. Petr. Mitt., 1906, **25.**

Peacock M. A. Contribution to the petrography of Iceland. Trans. Geol. Soc. Glasgow, 1924—1925, **17.**

Petersen J. Beiträge zur Petrographie von Sulphur island. Peel island, Hachijo und Mijakeshima. Jb. Hamburg. wissensch. Anstalten, 1891, **8.**

Phemister T. C. A comparison of the Keweenawan sill rocks of Sudbury and Cobalt, Ontario. Trans. Roy. Soc. Canada, 1928, **22.**

Pirsson L. V. On some phonolitic rocks from Black Hills. Amer. Journ. Sci., 1894, **47.**

Pirsson L. V. On the monchiquite or analcite group of igneous rocks. Journ. Geol. 1896, **4,** No 6.

Pirsson L. V. Petrography and geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana. Bull. U. S. Geol. Surv., 1905, No. 237.

Pirsson L. V. Petrography of Tripyramid Mountain. Amer. Journ. Sci., 1911, **181.**

Plinius C. Secundus (ок. 60 гг. н. э.). Naturalis historia. Roterdami, 1668.

Quensel P. The alkaline rocks of Almunge. Bull. Geol. Inst. Upsala. 1914, **12.**

Ramsay W. Urtit ein neues basisches Endglied der Augitsyenit — Nephelinsyenit Reihe. Geol. Fören. Stockh. Föhr., 1896, **18,** H. 16.

Ramsay W. En melilitförande djupbergart från Turja på Sydsidan av Kolahalvön. Geol. Fören. Förh., 1921, **43.**

Ramsay W. a. Berghell H. Die Gesteine van Iiwaara in Finnland. Geol. Fören Förh., 1891, **13,** No. 133, H. 4.

Ramsay W. a. Hackman V. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. 1—2. Fennia, 1894, **11**, No. 2; 1897, **15**, No. 2.

Ransom F. L. Some lava flows of Nevada. California. Bull. U. S. Geol. Surv., 1898, No. 89.

Rath G., von. Das Syenitgebirge von Ditro und das Trachitgebirge Hargitta. Verhandl. niederrh. Ges. Natur. u. Heilkunde, Bonn, 1876.

Read H. H. The petrology of the Arnage District in Aberdeenshire. Quart. Journ., Geol. Soc., 1923, **79**, part I, No. 316.

Reck H. Santorin. Der Werdegang eines Inselvulkans. Berlin, 1936.

Reinisch R. Deutsche Südpolar Expedition. II. Teil 1. Berlin, 1906.

Reinisch R. Petrographisches Praktikum. Teil 2. Gesteine. 3 Aufl. Berlin, 1920.

Richardson W. A. The frequency distribution of igneous rocks. II. The laws of distribution in relation to petrogenic theories. Min. Mag., 1923, **20**, No. 100.

Richardson W. A. a. Sneesby H. The frequency distribution of igneous rocks. Min. Mag., 1922, **19**.

Richthofen F. Studien aus den Ungarisch-Siebenbürgischen Trachytgebirgen. Jb. K.-K. geol. Reichsanst. Wien, 1860, **11**.

Rinne F. Gesteinskunde, 10—11, Aufl. Leipzig, 1928.

Rogers A. W. Report on the geological survey of parts the division of Beaufort West, Fraserburg, Victoria West, Sutherland and Laingsburg. Ann. Rep. Geol. Comm. Cape of Good Hope, 1910, Ed. 1911.

Rose G. Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere, Berlin. 1842.

Rose G. Bemerkungen über die Melaphyr genannten Gesteine von Ilfeld am Harz. Zs. Geol. Gesell., 1859, **11**.

Rosenbusch H. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 1 Aufl. Stuttgart, 1877; 2. Aufl. Stuttgart, 1887; 3. Aufl. Stuttgart, 1897; 4. Aufl. Stuttgart, 1905, 1907—1908.

Rosenbusch H. Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur. N. Jb. f. Min. etc., 1882, **2**.

Rosenbusch H. Elemente der Gesteinslehre. 1. Aufl. Stuttgart, 1898; 2. Aufl. Stuttgart, 1901; 3. Aufl. Stuttgart, 1910; 4. Aufl. neu bearbeitet von A. Osann. Stuttgart, 1923 (см. русский перевод, 1934).

Ross C. S. A Colorado lamprophyr of the verity type. Amer. Journ. of Sci., 1926, **12**.

Roth J. Die Gesteins-Analysen in tabellarischer Übersicht und mit kritischen Erläuterungen. Berlin, 1861.

Russell J. C. Notes on the geology of Southwestern Idaho and Southeastern Oregon. Bull. U. S. Geol. Surv., 1903, No. 217.

Sandberger F. Vorläufige Bemerkungen über den Buchonit, eine Felsart aus der Gruppe der Nephelingesteine. Stzb. Bayer. Akad. Wiss., 1872.

Sander B. Gefügekunde der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite. Wien, 1930.

Sanders S. W. A composite stock at Snowbank Lake in Northeastern Minnesota. Journ. Geol., 1929, **37**, No. 2.

Sandkühler B. Der «Odinit». Ein Beitrag zur petrographischen Systematik. Notizbl. Ver. Erdk. u. Geol. Landesanst. Darmstadt, 1916, **5**.

Sauer A. Porphyrstudien. Mitt. Bad. Geol. Landesanst., 1893, **2**.

Scheumann K. H. Petrographische Untersuchungen an Gesteinen des Polzengebietes in Nord-Böhmen insbesondere über Spaltungsserie der Pelzenit-Trachydolerit-Phonolith Reihe. Abh. sächs. Ges. Witt., 1913, **32**.

Scheumann K. H. Genese alkalisch-lamprophyrischer Ganggesteine. Zentralb. Min., Geol., Petr., 1922.

Scott A. The Grawfordjohn essexite and associated rocks. Geol. Mag., 1915, **2**.

Sears H. Elaeolite-zircon-syenites and associated granitic rocks in the vicinity of Salem, Essex County, Mass. Bull. Essex Inst., 1891, **23**.

Sederholm J. J. On sinantetic minerals and related phenomena. Bull. Comm. Geol. Finl., 1916, No. 48.

Shand S. Über Borolanit und die Gesteine des Choc-na-Sroine Massivs in Nord-Schottland N. Jb., Min., Petr. etc., 1906, Beil.-Bd. **21**.

Shand S. J. On borolanite and its associates in Assynt. Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1910, **9**.

Shand S. The principle of saturation in petrography. Geol. Mag., 1913, 1914, 1915.

Shand S. J. Eruptive rocks. 1st ed. London, 1927; 2nd ed. London, 1943; 3rd ed. London — New York, 1947.

Shand S. J. The geology of Pilansberg in the western Transvaal, a study of alkaline rocks and ring intrusions. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1928, **31**.

Shand S. J. Instruction for using the quantitative mineralogical classification of eruptive rocks. London, 1929.

Shand S. J. Loch Borolan laccolith Northwest Scotland. Journ. Geol., 1939, **47**.

Smith W. C. On the composition of «borolanite» from Am Meallan, Ross-Shire. Geol. Mag., 1909. **6.**

Smith W. C. A classification of some rhyolites, trachytes and phonolites from part of Kenya Colony. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1931, **8.**

Smith W. C. Note on the Kapiti phonolites and kenytes of Kenya Colony. Bull. British Mus. (Nat. Hist.), Min., 1960, **1,** No. 1.

Smyth C. H. The genesis of alkaline rocks. Proc. Amer. Phil. Soc., 1927, **66.**

Söllner J. Bergalith, ein neues melilithreiches Ganggestein aus dem Kaiserstuhl. Mitt. Bad. Geol. Landesanst., 1913, **7.**

Spurr J. E. Classification of igneous rocks according to composition. Amer. Geol. 1900, **25.**

Stache G. a. John C. Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ost-Alpen. II. Jb. K. Geol. Reichsanst., Wien, 1879, **29,** H. 2.

Stansfield E. Extentions of Monteregian petrographical province to the west and northwest Quebec. Geol. Mag., 1923, **60.**

Starzynski T. Przyczynek doznajomosci andezytów pacyficznych i skladajacych je mineralów. Anz. Akad. Wiss. Krak., M.-N. Kl., 1912, Reihe A.

Stehn Ch. E. Die semivulkanischen Explosionen des Rematang Bata in der Soeoh-Seuke (Süd Sumatra) im Jahre 1933. Natur. Tijdsch. v. Ned.-Indie, 1934, **94.**

Streckeisen A. Über das Nephelinsyenitmassiv von Ditro (Rumänien). N. Jb. Min. etc., 1931, Beil.-Bd. 64.

Streckeisen A. Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro in Rumänien als Bespiel einer kombinierten Differentiation und Assimilation. Verh. Schweiz. Naturf. Gesell., 1938.

Taljaard M. S. South African melilite basalts and their relations. Trans. Geol. Soc. South Africa, 1936 (1937), **39.**

Teall J. J. H. British petrography with special reference to the igneous rocks London, 1888.

Thomas T. The Skomer volcanic series (Pembrokeshire). Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1911, **67.**

Törnebohm A. E. Om sveriges vigtigare Diabas- och Gabbro-Arter. Kongl. Svenska Vetensk. Akad. Handlingar, 1877, **14,** No. 13.

Tröger W. Alkaligesteine aus der Serra do Salitre im westlichen Minas Geraes, Brasilien. Zbl. Min., Geol., Petr., 1928, A, 19.

Tröger W. E. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. Berlin, 1935.

Tröger W. E. Eruptivgesteinsnamen. Fortschr. Min., Kryst. u. Petr., 1938, **23.**

Tschermak G. Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung in den Umgebungen von Teschen und Neutitschein. Stzb. k. Akad. Wiss. Wien, 1866, **53.**

Twelvetrees W. a. Petterd W. F. On haüyne-trachyte and allied rocks in the districts of Port Cygnet and Oyster Cove. Tasmania Roy. Soc. Proc., 1898, 1899.

Tyrrell G. The late Palaeozoic alkaline igneous rocks of the West of Scotland. Geol. Mag., 1912, **9.**

Tyrrell G. W. The picrite-teschenite sill of Lugar. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1917, **72.**

Tyrrell G. W. Classification and age of the analcite-bearing rocks of Scotland. Geol. Mag., 1923, **60.**

Tyrrell G. W. A further contribution to the petrography of the late Palaeozoic igneous suit of the west of Scotland. Trans. Geol. Soc. Glasgow, part 2, 1927—1928, **18.**

Tyrrell G. W. On some dolerite-sills containing analcite-syenite in Central Ayrshire. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1928, **84.**

Tyrrell G. W. Pleistocene and recent basalts of Transjordania and Palestine. Geol. Mag., 1930, **67,** No. 795.

Ussing N. V. Geology of the country around julianehaab, Greenland. Meddel. om Grønland, 1911, **38.**

Vogt J. H. L. Über anchi-monomineralische und anchi-eutektische Eruptivgesteine. Vidensk. Selsk. Skr. Kristiania, M.-N. Kl., 1908, No. 10.

Vogt J. H. L. The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. Journ. Geol., 1921, **29,** No. 4, 5, 6, 7; 1922, **30,** No. 7, 8; 1923, **31,** No. 3, **5.**

Vogt J. H. L. The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. Skrift. Viden. Akad., I, M.-N. Kl., Oslo, 1931.

Wada T. Notes on Fujiyama. Trans. Japan. Seismol. Soc., 1882, **4.**

Wade A. a. Prider R. T. The leucite-bearing rocks of the West Kimberley Area, Western Australia. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1940, **46.**

Wadsworth M. Lithological studies. Mem. Mus. Comp. Zoology, Harvard, 1884, **11,** Part I.

Wadsworth M. E. Sketch of the geology of the iron, gold and copper districts of Michigan. Rep. State Board Geol. Surv. for 1891 and 1892, Lansing, 1893.

Wagner P. A. Petrographic notes on the kimberlite occurrences in the Pretoria District. Trans. Geol. Soc. South Africa, 1911, **14.**

Wagner P. a. Mellor E. On platinum-bearing hortonolite of the Lydenburg District. Trans. Geol. Soc. South Africa, 1925, **28.**

Walker F. Notes on the Scottish and Moravian teschenites. Geol. Mag., 1923, **60.**

Walther K. Contribucion al conocimiento de las rocas «basaltïcas» de la formacion de Gondwana en la America del Sud. Bol. Inst. de geol. y perforaciones. Montevideo. Uruguay, 1927, No. 9.

Washington H. S. Italian petrological sketches. I. The Bolsena region. Journ. Geol., 1896, **4.**

Washington H. S. Italian petrological sketches. V. Summary and conclusion. Journ. Geol., 1897, **5.**

Washington H. S. The petrographical province of Essex County. Mass. Journ. Geol., 1899, **7.**

Washington H. S. (1) Igneous complex of Magnet Cove, Arcansas. Bull. Geol. Soc. Amer., 1900, **11.**

Washington H. S. (2) Some analyse of Italian volcanic rocks. II. Amer. Journ. Sci., (4), 1900, **9.**

Washington H. S. The foyaite-yolite series of Magnet Cove: a chemical study in differentiation. Journ. Geol., 1901, **9,** No. 7, 8.

Washington H. S. The Roman comagmatic region. Carnegie Inst. Publ., 1906, **57.**

Washington H. S. The Catalan volcanoes and their rocks. Amer. Journ. Sci., 1907, No. 174.

Washington H. S. Linosa and its rocks. Journ. Geol., 1908, **16,** No. 1.

Washington H. The volcanoes and rocks of Pantellaria. Journ. Geol., 1913, **21,** No. 7, 8; 1914, **22,** No. 1.

Washington H. S. Contribution to Sardinian petrography. Amer. Journ. Sci., 1915, **39.**

Washington H. S. (1) The chemistry of the Earth's crust. Journ. Franklin Inst., 1920, **190,** Dec.

Washington H. S. (2) Italite. A new leucite rock. Journ. Acad. of Sci. Washington, 1920, **10,** No. 9.

Washington H. S. Deccan traps and other plateau basalts. Bull. Geol. Soc. Amer., 1922, **33.**

Washington H. S. a. Keyes M. G. Petrology of the Hawaian Islands. Amer. Journ. Sci., 1923, No. **5,** 6; 1926; No. 12; 1928; No. 15.

Washington H. S. a. Larsen E. S. Magnetite basalt from North Park Colo. Washington Acad. Sci., 1913, **3.**

Watt W. R. The Geology of the country around Huntly (Aberdeenshire). Quart. Journ. Geol. Soc., 1914, **70.**

Weed W. H. a. Pirsson L. V. Highwood Mountains of Montana. Bull. Geol. Soc. Amer., 1895, **6.**

Weed W. H. a. Pirsson L. V. (1) Missourite a new leucite rock from the Highwood Mountains of Montana. Am. Journ. Sci., 1896, **2.**

Weed W. H. a. Pirsson L. V. (2) The Bearpaw Mountains, Montana. Amer. Journ. Sci., (4), 1896, **2.**

Wegmann C. E. Sur la genèse des roches alkalines de Julianehaab. C. R. Acad. Sci. Paris, 1937, **204.**

Wegmann C. E. Geological investigations in Southern Greenland. Part I. On the structural divisions of Southern Greenland. Meddel. om Crønland, Køpenhavn, 1938, **113,** No. 2.

Weinschenk E. Beiträge zur Petrographie Japans. N. Jb. Min., Petr. etc., 1891, Beil.-Bd. 7.

Weinschenk E. H. Petrographie der östlichen Central-Alpen speciell der Gross-Venedigen. Bd. I. Peridotit und Serpentin. Bd. II. Granit und Gneiss. Abh. Bayer. Akad. Wiss., M.-Ph. Kl., Abh. II, 1894, **17.**

Weinschenk E. Die Graphitlagerstätten des bayerischen-böhmischen Waldgebirges. Abh. Akad. Wiss., München, 1899, **19.**

Weinschenk E. Grundzüge der Gesteinskunde. I. Teil. Allgemeine Gesteinskunde als Grundlage der Geologie. Freiburg in Breisgau, 1906.

Wells A. K. The nomenclature of the spilite suite. Part I. The keratophyric rocks. Geol. Mag., 1922, **59.**

Wells A. K. The nomenclature of the spilite suite. Part 2. The problem of the spilites. Geol. Mag., 1923, **60.**

Wells A. K. A further study of the nomenclature of rocks. Geol. Mag., 1924, **61.**

Werner A. G. Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten. Dresden, 1787.

Werveke L., van. Über den Nephelinsyenit der Serra de Monchique im südlichen Portugal und die denselben durchsetzenden Gesteine. N. Jb. Min. etc., 1880, **2.**

Williams G. H. The non-feldspathic intrusive rocks of Maryland and the course of their alteration. Amer. Geol., 1890, **6.**

Williams J. F. The igneous rocks of Arkansas. Ann. Rep. Geol. Surv. Arkansas for 1890, 1891, **2.**

Winchell A. Mineralogical and petrographic study of the gabbroid rocks of Minnesota, and more particularly of the plagioclasites. Amer. Geol., 1900, **26.**

Wolff J. E. Notes on the petrography of Crazy Mountains and other localities in Montana Territory. N. Jb. Min. etc., 1885, 1890.

Wolff J. E. Mount Monadnock, Vermont — a syenite hill. Journ. Geol., 1929, **37.**

Wright F. E. Die foyaitisch-theralithischen Eruptivgesteine der Insel Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasilien. Tschermark's Min. Petr. Mitt., 1901, **20.**

Young G. A. The geology and petrography of Mount Yamaska, province of Quebec. Ann. Rep. Geol. Surv. Canada, 1906, **16.** Pt. H.

Zambonini F. Il tufo pipernoide della Campania e i suoi minerali. Mem. par. Serv. alla descrizione della Carta geologica d'Italia, 1919, **7.**

Zirkel F. Lehrbuch der Petrographie. Leipzig, 1866; 2-te Aufl., **1, 2.** Leipzig 1893—1894.

УКАЗАТЕЛЬ НАЗВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Аасби-диабаз 181
Абсарокит 133, 421, 437 (ан.)
Авгитит 129, 436, 437 (ан.)
Адамеллит 269, 271
Адинол 201
Айлизит 294
Акерит 316, 324 (ан.)
Алеутит 261
Аллалинит 167
Алливалит 158
Аллохетит 375
Альбитит, 36, 249, 323, 367, 372
Альбитит «сахаровидный» 329
Альбитофир 130, 265, 334, 339, 346
— кварцевый 304
Альборанит 199, 262
Альгарвит 398
Альнёит 413, 416 (ан.), 435
— монтичеллитовый 415
— польценитовый 441
Аляскит 274, 299
— щелочной 272
Амфиболит 167, 169
Анамезит 188, 192, 199
Андезинит табл. 10 (136—137)
— кварцевый табл. 10 (136—137)
Андезинофир 257, 263
— роговообманковый 263
Андезит (гр.) 236, 251, 257, 263, 265 (ан.), 440
— авгитовый 257, 261, 265 (ан.)
— авгитово-гиперстеновый 257
— биотитово-гиперстеновый 262
— бронзитовый 262
— гаюиновый 124
— гиперстеновый 257, 261, 262, 265 (ан.)
— диаллагоновый 127
— лабрадоровый 257
— олигоклазовый 257
— пироксеновый 257
— роговообманково-авгитовый 262
— —гиперстеновый 262
— роговообманковый 257, 262, 265 (ан.)
— слюдяной, 257, 262, 265 (ан.)
— энстатитовый 127, 258
Андезито-базальт 251, 257, 261
Андендиориты 242
Анкарамит 199, 209 (ан.)
Анкаратрит табл. 10 (136—137)
Анортитит табл. 10 (136—137)
Анортозит 36, 133, 156, 164, 173 (ан.)
— щелочной 388
Анортозит-диабаз 180
Апачит 378
Аплит (гр.) 282, 288, 290, 296, 371
— гранитовый 298 (ан.)
— известково-щелочной (нормальный) 292
— нефелиновый 376 (ан.)
— нефелиново-сиенитовый 372
— сиенитовый 327
— щелочной 292
Арапахит 199
Ариежит 222
Аризонит 36
Аркит 369
Арсоит 342
Атлантит 423
Афаниты табл. 10 (136—137)
Афанит диабазовый 195
Афирит базальтовый 189
Ашаффит 248.

Базальт 151, 188, 192, 202, 209 (ан.), 252, 345
— авгитофировый 190
— анальцимовый 422, 423
— андезиновый 252, 421
— анортитовый 199
— гиперстеновый 199
— кварцевый 191, 199, 209 (ан.)
— лабрадоровый 252
— лейцитовый 432, 437 (ан.)
— мелилитовый 435, 437 (ан.)
— мелилито-нефелиновый 435, 437 (ан.)
— нефелиновый 435, 437 (ан.)
— оливиновый 194
— олигоклазовый 252
— ортоклазовый 421
— плагиофировый 190
— роговообманковый 199
— хризофировый 190
— щелочной 419
Базальтит 129
Базальтовый амигдалоид 195
Базанит — см. тефрит оливиновый
Базанитоиды табл. 10 (136—137)
Балдит 442
Банакит 347 (ан.), 421
Банатит 241
Бебедурит 218

Беербахит 183, 187 (ан.), 329
Бекинкинит 395, 403 (ан.)
Бергалит 415, 416 (ан.), 442
Берешит 375, 376 (ан.), 410
Беринг ит 425
Беронд рит 394, 408
Бойит 158
Боксит 202, 350
Бонинит 262
Бороланит 369, 396, 402, 403 (ан.)
Бостонит 329, 333 (ан.), 372
— плагиоклазовый 329
Бронзитит 214, 233
Бухонит 423

Вакка базальтовая 201
Вайомингит 425
Вариолит 197
Вебстерит 36, 214
Везецит 442
Везувит 423
Вейзельбергит 261
— оливиновый 261
Верит 424
Верлит 222, 234 (ан.)
Весселит 415, 442
Викоит 379, 423
Витербит 379, 383 (ан.)
Витрофир кварцевый 302
Вихтизит 197
Вогезит 331, 333 (ан.), 410
Волжидит 428
Волынит 182
Воньерит табл. 10 (136—137)
Вульзинит 344

Габбро (гр.) 153, 170, 173 (ан.), 174, 252, 440, 444
— амфиболизированное 156
— анортитовое 157
— баркевикитовое анальцимовое 406
— зеленокаменное 167
— кварцевое табл. 10 (136—137)
— лабрадоровое 123
— лейкократовое 133
— нефелиновое 129
— нормальное 153, 158
— оливиновое 158, 160, 170, 173 (ан.), 187 (ан.)
— пироксеновое 171
— полосатое 170, 219, 252
— роговообманковое 158, 170, 246
— сланцеватое 167
— уралитовое 156, 158
Габбро-амфиболит 169
Габбро-диорит 156, 164
Габбро-норит 158, 170
— — оливиновый 170
Габбро-пегматит 185, 250
Габбро-порфирит 183
Габбро-сиенит 321
Гавайит 252, 421
Гаревант 185, 187 (ан.), 249
Гарцбургит, 222, 231, 234 (ан.)
Гаутеит 329, 333 (ан.)
Гаюинофир 435
Гедрумит 316
Гепторит 413, 442

Гиалоандезит 256
Гиалобазальт 192, 197
Гиаломелан 197
Гиалотрахит 342
Гиперит 155, 158
Гиперстенит 214
Гиумаррит 442
Гладкаит 246
Гленмуирит 408
Гнейс 267
Гнейсо-граниты 278, 372
Гордунит 219
Горнблендит 36, 133, 185, 214, 218, 234 (ан.), 250
Гранит 152, 241, 267, 269, 280, 286, 288, 298, 320, 363
— акеритовый 271
— аляскитовый 271, 285
— анатектический 101, 280, 282, 285
— арфведсонитовый 272, 284
— биотитовый 272, 274
— гнейсовидный 278
— двуслюдяной 274
— известково-щелочной (нормальный) 271, 281, 297, 299
— лаузицский 269
— литионитовый 274
— миаролитовый 279
— монцонитовый 271
— пироксеновый 274
— порфир 125, 289
— рибекитовый 272, 284
— роговообманковый 274
— слюдяной 272
— турмалиновый 274
— шаровой 278
— щелочноземельный 287 (ан.)
— щелочной табл. 12 (142—143), 271, 278, 281, 287 (ан.), 297, 320, 366
— эгириновый 272
Гранитит 274
Гранито-гнейс олигоклазовый 282
Гранодиорит 241, 267, 269, 271, 275, 286, 287 (ан.), 440
Граносиенит 314
Гранофир 291, 302
— авгитовый 291
Грорудит 288, 298 (ан.), 327, 373

Дамкьернит 442
Дацит 267, 307, 309, 311 (ан.)
— андезитоидный 309
— биотитовый 309
— биотитово-роговообманковый 309
— липаритоидный — см. дацит риолитоидный
— риолитоидный 308
— роговообманковый 309
Делленит 307
Джумарит 411, 442
Диабаз 174, 182, 187 (ан.), 195, 202, 405
— альбитовый 183, 406
— амфиболовый 179
— анальцимовый 406, 407
— афанитовый 188
— жильный 176
— зернистый 188
— кварцевый 176

Диабаз оливиновый 176
— с микропегматитом 187 (ан.)
— щелочной 404
Диаллагит 214, 234 (ан.)
Диорит 124, 236, 237, 241, 251, 388, 440
— авгитовый 239
— альбитовый 319, 323
— бескварцевый 237, 244 (ан.)
— биотитовый 237
— биотитово-гиперстеновый 237
— гиперстеновый 239
— диопсидовый 242
— кварцевый 236, 244 (ан.), 269, 287 (ан.), 312
— — биотитовый 237
— — биотитово-роговообманковый 237
— — роговообманковый 237
— роговообманковый 239
— слюдяной 123, 127
— шаровой анортитовый 157
Диорит-аплит 249
Диссогенит 106, 285, 298
Дитроит 353, 365
Долерит 187 (ан.), 192, 209 (ан.), 405
— щелочной 405
— жильный 176
— кварцевый табл. 10 (136—137)
Домит 342
Драконтит 341
Друзит 155, 168
Дунганнонит 394
Дунит 36, 223, 231, 234 (ан.), 249
— гортонолитовый 227, 234 (ан.), 250
— сидеронитовый 226
— хромитовый 223
Дурбахит 332, 333 (ан.)

Еврейский камень 58

Змеевик (серпентинит) 223, 226, 231
— антигоритовый 227

Игнимбриты 310
Ийолит 367, 386, 398, 403 (ан.)
— слюдяной 398
Ийолит-пегматит 410
Ийолит-порфир 375, 409
Иогоит (монцонит) 28
Исит 185, 187 (ан.), 249
— голомеланократовый 218
Италит 363
Итсиндрит 372

Казанскит 158
Какортокит 356, 365
Камптовогезит 411
Камптонит 410, 411, 416 (ан.), 441, 442
— авгитовый 411
Канадит 358
Карбонатит 444
Каскацит 331, 442
Кениит 341, 378
Кенталленит 386, 389, 403 (ан.)
Кератофир 201, 333, 337, 346, 347 (ан.)
— кварцевый 201, 302, 311 (ан.), 339
— бескварцевый 339
Керсантит 248, 251 (ан.), 439 (ан.)
Кивит 423
Килит 394
Кимберлит 213, 227, 229, 234 (ан.)
Кинне-диабаз 181
Ковит 386, 396, 403 (ан.)
Комендит 304, 311 (ан.)
Конга-диабаз 176, 181
Конгрессит 361
Коппаелит 442
Кордиерит 158
Корсит 157, 159
Кортландит 222, 235
Косьвит 214
Кохалаит 257
Крагероит 329
Крейгмонтит 358, 394
Кринанит 407, 408, 416 (ан.)
Кристаллпорфир 302
Кромальтит 218
Кузелит 248
Кунне-диабаз 181
Куямит 409
Кыштымит 166

Лабрадорит 124, 157, 170, 257
Лабрадорофир 257
— авгитовый 263
Лампрофир 292, 331, 440
— диоритовый 125, 441
— малахитовый 441
— роговообманковый 248, 440
— сиенитовый 133, 441
— слюдяной 247, 248, 440
Лан-порфир 339
Ларвикит 316, 324 (ан.), 368
Лардалит 356, 368, 370 (ан.)
Лассенит 342
Латерит 350
Латит 343, 347 (ан.)
— кварцевый 307, 311 (ан.)
Лаурвикит — см. ларвикит
Лаурдалит — см. лардалит
Ледморит 386, 396
Лейкобазальт 199
Лейкодиабаз 180
Лейкодиорит 237
Лейкосиенит 314
Лейкотефрит 129
Лейкофонолит 129
Лейцитит 432, 437 (ан.)
— нефелиновый 124, табл. 10 (136—137)
— оливиновый 431
Лейцитовые сиениты — см. нефелиновые сиениты
Лейцитофир 376, 379, 381, 383 (ан.)
Лерцит — см. лерцолит
Лерцолит 222
Лестиварит 292, 329
Лимбургит 436, 437 (ан.)
Линдоит 294
Линозит 422
Липарит 290, 299, 302, 311 (ан.)
Личфильдит 358
Лугарит 395, 408
Лугит 442
Лузитанит 391
Луяврит 356, 365, 370 (ан.)
Люскладит 394
Люцинит 246

Малиньит (малигнит) 391, 395, 403 (ан.)
— нефелиновый 133
Малхит 245, 251 (ан.), 440
Мамилит 428
Мангерит 164, 171, 322
Мареканит 307
Маренжит табл. 10 (136—137)
Мариуполит 356, 366, 370 (ан.)
Марлезит 421, 437 (ан.)
Маросит 392
Марскоит 168
Мафраит табл. 10 (136—137)
Меймечит 229, 232, 234 (ан.)
Меланобазальт 199
Меладиорит 237
Меласиенит 314
Мелафир 188, 190, 209 (ан.)
Мелилитит 127
Мельтейгит 139, 398, 403 (ан.)
Менаит 329
Метаболит 342
Метагаббро 250
Метадиорит 250
Миаскит 320, 353, 358, 365, 370 (ан.)
— корундовый 358
— меланитовый 358
— роговообманковый 353
— цирконовый 358
Микрогаббро 183, 187 (ан.)
— нефелиновое 129
Микрогранит 286, 302
— монцонитовый табл. 10 (136—137)
Микродиабаз 406
Микродиорит 245
Микройолит табл. 10 (136—137)
Микромиссурит табл. 10 (136—137)
Микромонцонит табл. 10 (136—137)
— нефелиновый табл. 10 (136—137)
Микронорит 129
Микропегматит 64, 181
Микросиенит табл. 10 (136—137)
— лейцитовый 129
— нефелиновый 129 и табл. 10 (136—137)
— содалитовый 129
Микротинит 242
Микрошонкинит 392, 409
Микроэссексит 409
Минетта 331, 333 (ан.), 410, 439 (ан.)
— натровая 331, 333 (ан.)
Миссурит 386, 400, 403 (ан.)
Модлибовит 415, 416 (ан.)
Модумит 388
Мойит 138
Мондхальдеит 442
Монмутит 361, 370 (ан.)
Монцонит 321, 324 (ан.), 342, 388
— кварцевый 269, 271
— нефелиновый 358, 370 (ан.), 375, 388
— оливиновый 388
Монцонит-порфир кварцевый табл. 12 (142—143)
Мончикит 410, 411, 416 (ан.), 441
— амфиболовый 414
— гаюиновый 413
Муджиерит 252, 405, 416 (ан.), 421
Муньонжит (мунионджит) 375
Мурит 425
Мусковадит 158
Навит 208, 261
Науяит 365
Невадит 302
Неогранит 283
Нефелинит 432, 437 (ан.)
— лейцитовый 435
— мелилитовый 435
— нормальный 435
— санидиновый 425
Нефелиновые сиениты 129, 316, 320, 348, 361, 371, 396
Нефелиновый сиенит биотитовый 367
— — пироксеновый 368
— — псевдолейцитовый 369
— — пятнистый 369
— — слюдяной 365
— — трахитоидный 368
Нилигонгит табл. 10 (136—137)
Нозеанит 435
Нордмаркит 316, 324 (ан.)
Норит 158, 440, 445
Норит оливиновый 158, 161, 173 (ан.)
Норсфильдит 36

Обсидиан 307
Одинит 185, 187 (ан.), 248, 251 (ан.), 440
Окаит 404, 436
— нефелиновый 442
Океанит 199, 209 (ан.)
Оливинит магнетитовый 223, 226
Олигоклазит табл. 10 (136—137)
— кварцевый табл. 10 (136—137)
Олигоклазофир роговообманковый 263
Онзардит 442
Орбит 246
Орвиетит 423
Орданшит табл. 10 (136—137)
Ордосит 391
Орендит 425
Орноит 239
Ортлерит 245
Ортофир 333, 334
Оссипит 173 (ан.)
Остраит 214
Оттаянит 423

Павдит 246
Пайсанит — см. пэзанит
Палагонитовый туф 197
Палатинит 208
Палеоандезиты 261
Пантеллериты 304, 311 (ан.), 347
Пегматит 105, 282, 288, 294, 371
— боро-фтористый 297
— гранитный 295, 371
— графический 297
— известково-натровый 297
— калиевый 297
— корундовый 329
— криолитовый 297
— миаскитовый 372
— мусковитовый 297
— натровый 297
— натрово-литиевый 297
— нефелиново-сиенитовый 233, 329, 371
— ниобо-танталовый 297
— расслоенный 297
— с глиноземистыми минералами 297

Пегматит с гранатом 297
— сиенитовый 331
— фторо-бериллиевый 297
— шерловый 297
Пеликанит 280
Пемза 307, 309
Перидотит 127, 213, 219, 222
— слюдяной 219, 223, 229, 234 (ан.)
— пироксеновый 222
— роговообманковый 222
— слюдяной 219, 223, 229, 234 (ан.)
Перкниты 214, 233
Перлит 307
Пертитофиры 164
Петросилекс 123
Пехштейн 44, 307
— трахитовый 123
— фельзитовый 123
Пикрит 227, 229, 234 (ан.)
Пикрит-базальт 230
Пикрит-диабаз 180
Пикрит-порфирит 199
Пиперно 311
Пироксенит 214, 230, 388
— известково-щелочной 233
— щелочной 233, 235
Пироксенолит 129
Плагиаплит 249, 290
Плагиобазальт 199
Плагиогранит 269, 272
Плагиоклазит 129, 157, 170
Плагиолипарит 309
Плагиопорфир 334, 335
— кварцевый табл. 12 (142—143)
Плагиотрахит 335
Плато-базальт 203, 209 (ан.)
Плауэнит табл. 10 (136—137)
Плюмазит 166, 239
Польценит 415
Понцит 341
Порфир 7, 93, 94
— бескварцевый 334
— гранитовый 285, 288
— гранодиоритовый 288, 290
— дацитовый 307
— делленитовый 307
— игнимбритовый 310
— кварцевый 302, 311 (ан.)
— — пехштейновый 302
— кварцсодержащий 302
— криптокварцевый 302
— либенеритовый 124, 350, 375
— магнетитово-сиенитовый 339
— натровый 339
— нефелиново-сиенитовый 373
— нефелиновый 126, табл. 12 (142—143)
— пехштейновый 301
— пикритовый табл. 12 (142—143)
— риолитовый 299, 301, 346
— роговиковый 301
— сиенитовый 325
— тингуаитовый 375
— трахиандезитовый 343
— трахитовый 333, 337
— фельзитовый 302
— щелочной сиенитовый табл. 12 (142—143)
— — трахитовый 341
Порфир элеолитовый табл. 12 (142—143)
— элеолит-сиенитовый 125, 373
— эпилейцитовый табл. 12 (142—143), 383 (ан.)
Порфирит 93, 94, 124, 188, 254
— авгитовый 257
— авгито-плагиоклазовый 261
— андезитовый 251, 254, 256, 263
— — бронзитовый 262
— — роговообманковый 262
— — слюдяной 262
— базальтовый 188, 189, 202, 208, 263
— габбровый 248
— гиперстеновый 127
— диабазовый 182, 197, 202
— — уралитизированный 180
— диаллагоновый 127
— диоритовый табл. 12 (142—143), 243, 245
— зеленокаменный 264
— кварцевый — см. порфир дацитовый
— лабрадоровый 261
— норитовый 127
— пикритовый 127
— пироксеново-плагиоклазовый 261
— плагиоклазовый 263
— роговообманковый 127
— слюдяной 127
— тералитовый 410
— уралитовый 180
— энстатитовый 127
Проверсит 331, 333 (ан.)
Пропилиты 265
Протеробаз 179
Протогин 279
Псевдолейцит 360
Пуласкит 314, 316, 324 (ан.)
Пульянит 394
Пьенаарит 386, 394, 396
Пэзанит 294, 298 (ан.), 368

Рапакиви 51, 275, 366
Риолит гр. 267, 299, 309, 311 (ан.)
Риолитоиды щелочные табл. 10 (136—137)
Рисчоррит 356
Риццонит 411
Родингит 231
Рокаллит 138
Ромбен-порфир 341, 347 (ан.)
— — нефелиновый 375, 376 (ан.)
Рувиллит 394
Ружмонтит 157
Рунит 58, 105, 297

Сагвандит 219
Сайбарит 366
Сакалавит 209 (ан.), 210
Саксонит 222
Сандыит 396, 403 (ан.)
Санидинит 342
Саннаит 442
Санторинит 262
Санукит 262
Сваренные туфы — см. игнимбриты
Святоносит 314
Себастьянит табл. 10 (136—137)
Сёдберит 199

Седрисит 428
Селагит 425
Сельвсбергит 327, 333 (ан.)
Серпентинит — см. змеевик
Сидеромелан 197
Сиенит 313, 320, 323, 444
Сиенит авгито-биотитовый 315
— авгитовый 126, 324 (ан.)
— анальцимовый 360, 369
— биотитовый щелочной 320
— гаюиновый 368
— диаллагоновый 126
— известково-щелочной или нормальный 126, 314, 323, 324 (ан.)
— канкринитовый 358
— катаплеитовый 358
— кварцевый 314
— корундовый 316
— лейцитовый 129, 350, 369
— либенеритовый 350, 360
— мейссенский 320
— меланократовый — см. меласиенит
— пироксеновый 316, 320, 323
— плауэнского типа 314, 320
— псевдолейцитовый 350, 360
— роговообманковый 320, 324 (ан.)
— слюдяной 126, 320, 324 (ан.)
— содалитовый 129, 358, 369
— типа Грёба 314, 321
— щелочной 297, 314, 324 (ан.), 363, 366
— эгириновый 320
— элеолитовый 125
Сиенит-аплит 327
Сиенито-гранит 123
Сиенито-диорит 314, 323
Сиенит-пегматит 329
Синяя земля 227
Скомерит 421
Сланцы аллалинитовые 167
— габбровые 167
— диабазовые 202
— диоритовые 167
— зеленые 167, 202, 232
— слюдяные 279
— уралитовые 167
Соггендалит 180
Соммаит табл. 10 (136—137)
Сордавалит 197
Спессартит 248, 251 (ан.), 440
Спилит 199, 201, 209 (ан.), 263, 304, 405
Спумулит 428
Сульденит 245
Суссексит 375, 376 (ан.)
Сциелит 223
Сэрнаит 360

Тавит 361
Таволатит 379
Таймырит 381
Тамараит 442
Тахилиты 197
Тенсбергит 316
Тералит 386, 388, 393, 403 (ан.)
Тералит-диабаз 405
— лейкократовый 133
Тефрит 393, 421, 437 (ан.)
— анальцимовый 423
— гаюиновый 127
Тефрит лейцитовый 127, 394, 420
— нефелиновый 127
— нозеановый 127
— оливиновый 421
Тефритоид табл. 10 (136—137)
Тешенит 404, 406, 416 (ан.)
— нефелиновый 408
— оливиновый 406, 408
Тешенит-пикрит 408
Тингуаит 372, 376 (ан.)
— анальцимовый 373
— биотитовый 373
— лейцитовый 373, 376 (ан.)
— псевдолейцитовый 373
— содалитовый 373
Толеиты 197
Тоналиты 127
Траппы 13, 175, 180, 187 (ан.), 188
Трахиандезит 343, 347 (ан.)
Трахибазальт 419, 437 (ан.)
Трахидолерит 405
Трахилипариты 290
Трахит гр. 313, 333, 334, 347 (ан.)
— арфведсонитовый 341
— известково-щелочной 337, 347 (ан.)
— кварцевый 123, 334
— рибекитовый 341
— санидиновый 123
— санидиново-олигоклазовый 123
— слюдяной 425
— содалитовый 341
— фонолитовый 341
— щелочной 339, 347 (ан.)
— эгириновый 341
— эгириново-гаюиновый 124
Троктолит 158, 170
Трондьемит 272, 287 (ан.)
Турьит 402, 442
Турьяит 402, 403 (ан.), 435
Туфолавы — см. игнимбриты
Тылаит 155, 164, 170, 173 (ан.)
Тьозит 442

Уачитит 413, 416 (ан.)
Умптекит 316, 324 (ан.)
Ункомпагрит 403 (ан.), 404, 435
Уртит 361, 370 (ан.), 398

Фазинит табл. 10 (136—137)
Фанерит табл. 10 (136—137)
Фаррисит 442
Фарсундит 272
Фельдштейнпорфир 301
Фельзит 305
Фельзофир кварцевый 302
— полевошпатовый 302
Фенит 364
Фергусит 386, 400, 401, 403 (ан.)
Фицроит 428
Флоринит 442
Фойяит 353, 365, 370 (ан.)
Фонолит 348, 376, 383 (ан.)
— анальцимовый 378
— андезитовый 381
— гаюиновый 378
— латитовый 381
— лейцитовый 379, 381, 383 (ан.)
— нефелинитоидный 378, 381

Фонолит нефелиновый 376
— нозеановый 378, 381
— содалитовый 378
— трахитоидный 378, 381
Фонолитовые стекла 378
Фортунит 424
Фурчит 411, 416 (ан.)

Херонит 373
Хибинит 356, 370 (ан.)
Хумилит 427
Хунгариты 262
Хусбеит 358

Чарнокит 157, 275
Чиминит 344, 421

Шасталит 257
Шихлунит 428
Шонкинит 133, 314, 386, 389, 403 (ан.)
— лейцитовый 391
— натровый 392
Шонкинит-порфир 410
Шошонит 421, 437 (ан.)
Шрисгеймит 222

Эвкрит 157, 173 (ан.)
Эйстратит 442
Эклогит 218, 234 (ан.), 235
Эльван 289
Энстатитит 214
Эпидиабазы 180, 202
Эпидиорит 180, 202
Эсгичеллит 442
Эссексит 320, 386, 403 (ан.)
Эссексит-диабаз 389, 405, 416 (ан.)
Эссексит-монцонит 389
Эссексит-порфирит 409
Этиндит табл. 10 (136—137)

Ювит 358
Юсит 408, 416 (ан.)

Якупирангит 218, 398
Ямаскит 233, 392

УКАЗАТЕЛЬ НЕКОТОРЫХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ

Аа — см. лава глыбовая
Агматиты 101
Аллотриоморфный 51
Анатектические граниты 101, 268
Ангедральный 51
Антипертиты 66
Анхиэвтектическое габбро 56
Апофизы 95
Артериты 101
Ассоциации минералов 20
Атакситовое сложение 72
Атакситы 87, 88
Аутоморфные кристаллы 51
Афаниты 47
Афир 93
Афирит 93

Базальтоидная фация 104
Базальты щитовых вулканов 204
Батолиты 95, 101, 281
Белониты 43
Бисмалиты 95, 100
Бомбы оливиновые 229, 230

Вариоли 45
«Водоогненные» растворы 105
Возраст изверженных горных пород 90
Вторичные составные части 17
Вулканические туфы 309
Выступы 95
— сосцевидные 95

Габитус минералов 51
Гаплобазальтовая система 253
Гипидиоморфный 51
Гистерогенные шлиры 74
Глобосфериты 43
Глобулиты 43
Глубинные тела 94, 95
Гнейсификация 101
Гомеогенные включения 72
Горные породы (определение) 7
— — анхимономинеральные 36
— — аплитовые 103, 288
— — асхистовые жильные 103, 288, 325, 409
— — афанитовые 47, 385
— — афировые 93
Горные породы базальтоидные 229, 384, 423
— — бесполевошпатовые 135, 213, 227
— — вулканические 21
— — габбровые 156
— — гетероморфные 121
— — гипабиссальные 102, 175, 227, 288
— — глубинные 20, 21, 134, 252
— — гололейкократовые 26
— — голомеланократовые 26
— — гранитоидные 124
— — диаллагоновые 214
— — диасхитовые жильные 94, 108, 245, 288
— — древние — см. палеотипные
— — жильные 102, 134, 230, 249, 288, 325, 371, 385
— — зеленокаменные 92, 167, 232, 279
— — известково-щелочные 37, 263, 439
— — интрузивные 267, 268
— — изверженные (определение) 9, 14, 21
— — кайнотипные 91
— — кислые 132
— — лампрофировые 103, 183, 331, 410
— — — эффузивные 436
— — лейкократовые 26
— — лейцитовые 432
— — мезократовые — см. мезотиповые
— — мезолитовые — см. мезотиповые
— — мезотиповые 26
— — меланократовые 26
— — мелилитовые 386
— — мономинеральные 36
— — насыщенные 22, 25
— — недосыщенные 25
— — нерасщепленные 103
— — нефелиновые 432
— — новые — см. кайнотипные
— — оливиновые 229
— — основные 131
— — палеотипные 91
— — пересыщенные 25
— — — глиноземом 111
— — пирокластические 9, 309
— — порфировые 51, 254, 299
— — расщепленные 103
— — средние 131
— — тихоокеанского типа 153
— — ультраосновные 131
— — щелочные 37, 111, 135, 218, 348, 424

Горные породы щелочные габброидные 384
— — экструзивные 102, 267, 309
— — эндоконтактные 102
— — эффузивные 102, 227, 267, 309, 385
Гранофировые прорастания 58
Графические прорастания 58

Дайки 95, 100
— кольцевые 95
Дайкиты 103
Диагенетическое изменение 92
Диатремы 229
Дифференцированные тела 95
Долиоморфные типы горных пород 26

Жерловины 95, 100, 229
Жильная свита 102, 103

Зеленокаменное перерождение 92
«Зеленокаменный» 92

Иглы 95
Изверженные жилы 95
Излияния ареальные 204
— базальтов 203
— многовыходные 204
Изометричные формы зерен 154
Идиоморфизм 55
Идиоморфные кристаллы 51
Импликационные сростки 58
Интрузивная залежь 95, 99
— — межформационная 95, 100
— — пластообразная 95
Интрузивные тела 94, 280
Инъецированные тела 94
Ихтиоглипт 57, 297

Кальдеры 99
Келифитовые каймы 69, 219
— пояса 155
Кислородный коэффициент 108
Контракционные натяжения 79
— трещины 79
Конусовидные жилы 95
Конусы глыбовые 99
— лавовые 99
— пепловые 99
— раздробленные 99
— сложные 99
— туфовые 99
Коррозионные каймы 191
Коэффициент кислотности 109
Кратеры 99
Кристаллизация магмы 60, 68
Кристаллиты 43
Ксенолиты 72
Ксеноморфный 51
Кумулиты 43
Кумуловулканы 95
Купола 95, 99, 243, 264, 345

Лава волнистая 99, 207
— глыбовая 99, 207
— шаровая 77, 78, 99
Лавовые каскады 99
— кольца 99
Лавовые каскады некки 95
— — туннели 99
Лакколититы 103
Лакколитовые залежи 99
Лакколиты 95, 99, 281
Лампрофировая фация 104
Латеритовый тип выветривания 202
Литофизы 46
Лонгулиты 43
Лополиты 95, 100, 172

Магма 29, 60
— андезитовая 264
— габбровая 169, 230, 241
— габбро-базальтовая 152, 232
— гранитная 169, 241, 267, 281
— гранодиоритовая 282
— диоритовая 243
— дунитовая 232
— кимберлитовая 232
— комплементарная 104
— недифференцированная 174
— перидотитовая 232, 249
— риолитовая 152
— сульфидная 444
— трахитовая 345
Магматические руды 36
Маргариты 43
«Мезо» 91
Мезостазис 56
Металлогенные элементы 5
Метаморфическая дифференциация 297
Мигматиты 101, 268
Микролиты 49, 88, 256
Микропертиты 65
Микропойкилитовые срастания 66

Микроструктура аплитовая 292
— навитовая 261
Микрофельзит 44, 47, 310
Минералы акцессорные 18
— антипневматогенные 19
— бесцветные 22
— викарирующие 17
— второстепенные 17
— диагенетические 19
— интателлурические 21
— кардинальные 18
— ксеногенные 19
— насыщенные 22, 23
— ненасыщенные 22, 23
— основные 18
— парапневматогенные 20
— первичные 18
— пирогенные 19
— пневматогенные 19
— пневматолитические 19
— реакционные 19, 26
— салические 22
— симптоматические 26
— синантетические 69
— случайные 17, 18
— фемические 22
— цветные 22
— экзогенные вторичные 19
— эпимагматические 19
Мирмекитовые прорастания 64

Небулиты 101
Некки 95, 100
Несогласные инъекции 95

Обрушение кровли 95, 101
Овоиды (в рапакиви) 72
Ойкокристаллы 66
Опацитовая кайма 50
Описательная петрография (определение) 7
Отдельность глыбовая 80
— матрацевидная 84
— параллелепипедальная 80
— первичная 79
— плитообразная 80, 84
— призматическая 80
— столбчатая 80
— шаровая 81
Офиолиты 232

«Палео» 91
Параморфозы 54
Пегматитовые срастания (прорастания) 56, 64, 105
Перидотит полосатый 219
Пертиты 65
— волокнистые 66
— жилковатые 66
— замещения вторичные 65
— пленочные 66
— пятнистые 66
— распада 65
Петрогенезис 10
Петрогенные элементы 5
Петрография (определение) 5
Петрология (определение) 10
Пехойхой — см. лава волнистая
Пиллоу-лава — см. лава шаровая
Пирокластические продукты 102
Письменные прорастания 64, 105,
— сростки 58, 296
Повторные интрузии 95
Подпирающие тела 94, 95
Пойкилитовые прорастания 66
Показатель окраски 32
Покровы 95
Полустекловатая фация 213, 229
Потоки 95, 264
Постмагматический процесс 164
Правило Лагорио 58
— Розенбуша 58, 278
Пропилитизация 265
Псевдосферокристаллы 44
Псевдосферолиты 45
Пьезокристаллизация магмы 74, 351

Расстеклование 43, 256
Реакционные каймы 70, 106, 164
— ряды 62
Резорбция 61, 68

Семейства горных пород 131, 134, 141
Серпентинизация 223, 226, 232
Силлы 95, 99
Символы количественного минерального состава 34
Скопулиты 43
Сложные тела 95
Слои течения 73
Собирательная перекристаллизация 68
Согласные инъекции 95
Соссюритизация 167
Спикулиты 43
Спилитовая серия 206, 339
Спилито-кератофировая формация 201
Строение (fabric) 41
Структура (определение) 40
— андезитовая 88
— анхикристаллическая 42
— аплитовая 85, 290
— афировая 49, 87
— бостонитовая 328
— вариолитовая 45, 88
— венцовая 70, 86, 155
— витрофировая 87, 301
— волокнистая 74
— габбровая 86, 159
— габброофитовая 171
— гиалокристаллическая 43
— гиалоофитовая 86, 88
— гиалопилитовая 88, 256
— гипидиоморфнозернистая 237, 270, 277
— гипогиалиновая 42
— гипокристаллическая 42
— гломеропорфировая 72
— гнейсовидная 279
— гологиалиновая 42
— голокристаллическая 42
— гранитовая 85
— гранит-порфировая 50, 102
— гранитоидная 39, 47
— гранофировая 50
— гранулитовая 85
— гранулоофитовая 69, 86
— гребенчатая 310
— грубозернистая 102
— диабазовая 59, 86
— диабазово-офитовая 86
— догиалиновая 43
— докристаллическая 43
— долеритовая 86
— друзитовая 69, 70, 86, 155
— зернистая 85
— интергранулярная 69, 86
— интерсертальная 49, 88, 256
— катакластическая 74
— келифитовая 70
— криптовая 49, 87

— криптокристаллическая 47
— лампрофировая 102
— магнофировая 49
— медиофировая 49
— метасоматическая 296
— метельчатая 46
— микрсафанитовая 47
— микрогаббровая 88
— микрогранитовая 87, 327
— микрогранулитовая 87
— микродиабазовая 88
— микродиоритовая 88, 256
— микродолеритовая 88
— микролитовая 47
— микропегматитовая 86
— микропойкилитовая 66, 87, 300
— микропорфировая 49, 87

Структура микрофельзитовая 47, 87, 301
— миндалекаменная 301
— минофировая 49
— монцонитовая 86, 322
— невадитовая 49, 87
— неравномернозернистая 47, 87
— нефелинитовая 87
— олигофировая 49, 87
— ортофировая 87, 335
— офитовая 59, 69, 86, 175
— оцелляровая 88, 401
— очковая 74
— паналлотриоморфнозернистая 351, 353
— панидиоморфнозернистая 86, 102, 292
— пегматитовая 86, 102, 105, 295
— пегматоидная 181
— пергиалиновая 43
— перкристаллическая 43
— петельчатая 226
— пилотакситовая 88, 256
— пластинчатая 227
— пойкилитовая 86
— пойкилоофитовая 69, 86
— полифировая 49, 87
— полнокристаллическая 42
— порфировая 48, 49, 88, 288
— порфировидная 48, 87, 288, 444
— призматически-зернистая 86
— равномернозернистая 47, 85
— решетчатая 226
— сидеронитовая 59, 87, 214
— синнейсическая 55
— спилитовая 88
— стекловатая 42, 87
— сферолитовая 44, 87, 336
— таблитчато-зернистая 86
— толеитовая 86
— трахитовая 39, 87, 335
— трахитоидная 39, 86, 327
— фельзитовая 47
— фонолитовая 87
— шаровая 156
— эвпорфировая 49, 87
— эвтектическая 56
— эвтектофировая 50
Субгедральный 51
Субъяцентные тела 94
Сфенолиты 95, 100
Сферокристаллы 44
Сферолиты 43, 44
Такситы 87
— брекчиевидные 87
— конституционные 72
— структурные 72
Твердые растворы 22, 61, 62, 64
Текстура (определение) 40
— амигдалоидная 77
— брекчиевидно-такситовая 73, 74
— гистерогеновая шлировая 87
— гломерокристаллическая 55, 72, 87
— гнейсовидная 237
— директивная 73
— друзовая 76
— компактная 75
— линейная 84
Текстура массивная 88
— миаролитовая 76, 320
— миндалекаменная 77
— однородная 71
— параллельная 73
— пемзовая 77, 89
— первично-гнейсовая 74
— перлитовая 81, 88
— полосатая флюидальная 73
— полосчатая 155
— пористая 77, 89
— пузыристая 77, 89
— сферическая 71
— сфероидальная 89
— такситовая 71
— трахитоидная 73, 319
— флюидальная 73, 88, 300
— флюидально-такситовая 73
— шариковая 82
— шаровая 72, 87, 157
— шлаковая 77, 89
— шлировая 71
— экзогенная 71, 73
— эндогенная 71
Тип базальта континентальный 211
— — океанский 211
Трапповая формация 180, 203
Трещинные излияния 95
Трихиты 43
Тумулы 99
Туфовые некки 95

Уралитизация 166

Факолиты 95, 100
Фанериты 47
Фельзосферолиты 44
Фенокристаллы 48
Формы залегания 94
Фумаролы 201

Хадакристаллы 66
Харполиты 95, 101
Харпидзолит 100
Хонолиты 95, 100

Цветовой индекс 32
Центральные извержения 95

Числовые характеристики химического состава 109

Шаровая лава — см. лава шаровая
Шлировые жилы 95
Штоки 95, 101, 281, 363, 400

Эвгедральный 51
Эвтакситы 88
— полосатые 87
Эксплозии 102
Экструзивные тела 94, 95, 102
Эналогенные включения 72
Этмолиты 95, 100
Эффузивные тела 94, 102

РУССКАЯ ТРАНСКРИПЦИЯ ФАМИЛИЙ ИНОСТРАННЫХ АВТОРОВ

Абих Г. Abich H.
Адамс Ф. Adams F.
Аллен Дж. Allen J.
Андреа А. Andreae A.

Байли В. Bayley W.
Бакер Ч. Baker C. R.
Банкрофт И. Bancroft J.
Барлоу А. Barlow A.
Барт Т. Barth T.
Бауэр Ф. Bauer F.
Бегер П. Beger P.
Бейли Е. Bailey E.
Бекке Ф. Becke F.
Белл Дж. Bell J.
Бенсон В. Benson W.
Бергхел Х. Berghell H.
Бертолио С. Bertolio S.
Бишоф Ж. Bischoff G.
Боуэн Н. Bowen N.
Брёггер В. Brögger W.
Броувер Г. Brouwer H.
Буз К. Busz K.
Буркхардт К. Burckhardt C.
Бух Л., фон Buch L., von

Вагнер П. Wagner P.
Вада Т. Wada T.
Вальтер К. Walther K.
Ватт Г. Watt G.
Вашингтон Г. Washington H.
Вегман К. Wegmann C.
Вейд А. Wade A.
Вейншенк Е. Weinschenk E.
Вервеке Л., ван Werveke L., van
Вернер А. Werner A.
Вид В. Weed W.
Вильямс Г. Williams G.
Вильямс Дж. Williams J.
Винчелл А. Winchell A.
Вольф Дж. Wolff J.

Гагель К. Gagel C.
Гаюи Р. Haüy R.
Гейер П. Gejer P.
Геттар Ж. Guettard J.
Гибш И. Hibsch J.
Гики А. Geikie A.
Гланжо П. Glangeaud P.
Гольдшмидт В. Goldschmidt V.
Горансон К. Goranson K.
Гроссэ А. Grosset A.
Гроут Ф. Grout F.
Грубенман У. Grubenmann U.
Грегори Дж. Gregory J.
Гунтер М. Hunter M.

Дёльтер К. Doelter C.
Демаре Н. Desmarest N.
Дерби О. Derby O.
Дженсен Г. Jensen H.
Джильберт Г. Gilbert H.
Джохенсен А. Johannsen A.
Дэвид Е. David E.
Дэли Р. Daly R.
Дюпарк Л. Duparc L.
Дю Тойт А. Du Toit A.
Дьюи Дж. Dewey J.

Зандбергер Ф. Sandberger F.
Зандер Б. Sander B.
Зандкюлер Б. Sandkühler B.
Зауер А. Sauer A.
Зёльнер Ю. Söllner J.

Иддингс Дж. Iddings J.
Икль А. Eakle A.
Ион К. John C.

Камсел Ч. Camsell Ch.
Катрейн А. Cathrein A.
Квенсель П. Quensel P.
Кейз М. Keyes M.
Кемп Дж. Kemp J.
Кеннеди В. Kennedy W.
Кинестон Г. Kynaston H.
Кларк Ф. Clark F.
Клемм Дж. Klemm G.
Клоос Г. Cloos H.
Кокан Г. Coquand H.
Колеман А. Coleman A.
Кольдеруп К. Kolderup C.
Кордье П. Cordier P.
Корренс К. Correns C.
Котта Б. Cotta B.
Коцу С. Kozu S.
Крейг Е. Craig E.
Кросс В. Cross W.
Кьёрульф Т. Kjerulf T.
Лакруа А. Lacroix A.
Лаппаран А. Lapparent A.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 5
Понятия и термины «горная порода» и «петрография» . . . . . .

О термине «описательная петрография» 7
Общие основания классификации горных пород 8
Особенности классификации горных пород 11
Основные признаки классификации горных пород 13

Часть первая

Общие особенности и систематика изверженных горных пород

Глава 1. Минеральный состав изверженных горных пород как основа классификации 17

Разное значение минералов в горных породах 17
Генетическая роль минералов 18
Ассоциация минералов в изверженных горных породах 20
Химические особенности минералов изверженных горных пород 21
Значение химических особенностей минералов в систематике изверженных горных пород 24
Значение отношения алюмосиликатов и простых силикатов. Ряды изверженных горных пород 26
Значение состава полевых шпатов и других минералов в систематике изверженных пород 29
Количественный минеральный состав изверженных горных пород и возможность его графического изображения в виде диаграммы 31
Средний минеральный состав изверженных горных пород и вариации состава их 35

Глава 2. Структура и текстура изверженных горных пород 39

Общие замечания о строении изверженных горных пород 39
Степень кристалличности и индивидуализации кристаллических составных частей породы 42
Абсолютная величина кристаллических зерен 46
Относительная величина кристаллов или зерен 47
Форма минеральных компонентов 51
Идиоморфизм и последовательность выделения 55
Причины порядка выделения 60

Различные типы взаимных прорастаний минералов в изверженных горных породах . . . 64
Изменения выделившихся кристаллов во время кристаллизации породы . . . 68
Перекристаллизация после затвердевания горной породы . . . 70
Текстура изверженных горных пород . . . 71
Первичная отдельность изверженных горных пород . . . 79
Перечень главнейших структур . . . 85

Глава 3. Возраст и залегание изверженных горных пород как основа классификации . . . 90
Возраст изверженных горных пород . . . 90
Формы залегания изверженных горных пород . . . 94
Основания для выделения свиты жильных горных пород. Лампрофиры, аплиты, пегматиты . . . 102

Глава 4. Химический состав изверженных горных пород. Основания систематики и классификации химических составов . . . 108

Общие принципы сравнения химических составов изверженных горных пород 108
Принятые в этой книге числовые характеристики химических составов изверженных горных пород . . . 111
Порядок расчета числовой характеристики . . . 116
Представление составов изверженных горных пород при помощи векторов в пространстве и изображение их на диаграмме . . . 118

Глава 5. О систематике и распространенности разных типов изверженных горных пород . . . 121

Разделение изверженных горных пород на группы по вещественному составу как общий признак всех схем классификации . . . 121
Первые схемы классификации изверженных горных пород. Циркель (1866), Мишель-Леви (1879), Розенбуш (1877), А. П. Карпинский (1891) . . . 122
Классификация французской петрографической комиссии (1900 г.) . . . 128
«Химические классификации», или классификации химических составов изверженных горных пород Левинсон-Лессинга (1890—1898) и Кросса, Иддингса, Пирсона и Вашингтона — CIPW (1900—1903) . . . 131
«Семейства горных пород» Розенбуша (1910—1923) и Трёгера (1935). Классификация Лакруа (1933) . . . 134
Количественные минералогические классификации изверженных горных пород, предложенные Шэндом (1927), Холмсом (1920), Джохенсеном (1931), Ниггли (1931) . . . 136
Основные подразделения в систематике изверженных горных пород . . . 140
Распространенность разных типов изверженных горных пород . . . 143

Часть вторая

Описание главнейших типов изверженных горных пород

Глава 6. Группа габбро — базальта . . . 151

Общие замечания . . . 151
Габбро и нориты . . . 153
Классификация габбровых пород . . . 156
Изменения в габбро . . . 166
Условия залегания габбро . . . 169
Химический состав габбро . . . 173

Горные породы габбро-базальтовой группы, залегающие главным образом в виде жил и малых интрузий 174
Геологические условия нахождения диабазов 180
Лампрофировые (частью асхистовые) жильные горные породы габбрового типа 183
Химический состав горных пород трапповой формации и жильных пород габбро-базальтовой группы 185

Базальты — базальтовые порфириты (и афириты); мелафиры; долериты и эффузивные диабазы; спилиты 188
Изменения базальтов 201
Геологические условия нахождения, распространение и формы залегания базальтов 202
Химический состав горных пород базальтовой группы 208

Глава 7. Ультраосновные бесполевошпатовые горные породы 213

Общие замечания 213
Пироксениты и горнблендиты (перкниты) 214
Перидотиты 219
Оливиновые горные породы (дуниты и оливиниты) 223
Жильные и эффузивные ультраосновные бесполевошпатовые породы 227
Нахождение бесполевошпатовых изверженных горных пород 229
Химический состав бесполевошпатовых изверженных горных пород 235

Глава 8. Группа диорита — андезита 236

Общие замечания 236
Диориты 236
Химический состав диоритов 244
Жильные диоритовые горные породы 245
Жильная свита в дунитах 249
О химическом составе лампрофировых жильных диоритовых пород . . . 250
Андезиты и андезитовые порфириты 251
Химический состав андезитов 265

Глава 9. Группа пересыщенных кремнекислотой кварцево-полевошпатовых горных пород (гранита — риолита и гранодиорита — дацита) 267

Общие замечания 267
Граниты и гранодиориты; плагиограниты и кварцевые диориты . . . 269
Формы залегания и условия нахождения гранитных пород 280
Химический состав гранитов и гранодиоритов 286
Гипабиссальные и жильные породы гранитовой группы 288
Химический состав некоторых жильных пород гранитовой группы . . . 298
Риолиты (липариты) и риолитовые порфиры 299
Дациты и дацитовые порфиры (деллениты, кварцевые порфириты) 307
Формы залегания и условия нахождения кислых эффузивных горных пород 309
Химический состав кислых эффузивных изверженных пород 311

Глава 10. Группа сиенита — трахита 313

Общие замечания 313
Сиениты 313
Химический состав сиенитов 323
Жильные породы сиенитовой группы 325
Химический состав жильных пород сиенитовой группы 332

Трахиты и трахитовые порфиры. Ортофиры и кератофиры 333
Формы залегания и распространение трахитов и трахитовых порфиров 345
Химический состав трахитов, трахиандезитов и соответствующих им порфиров 346

Глава 11. Группа нефелинового сиенита — фонолита 348

Общие замечания 348
Нефелиновые сиениты и другие фельдшпатидовые сиениты 349
Подгруппа уртита — монмутита 361
Геологические условия залегания и распространение нефелиновых сиенитов и связанных с ними горных пород 363
Химический состав нефелиновых сиенитов 370
Жильные породы группы нефелиновых сиенитов 371
Химический состав жильных пород группы нефелиновых сиенитов . . . 375
Фонолиты и лейцитофиры 376
Химический состав фонолитовых пород 382

Глава 12. Щелочные габброидные и базальтоидные горные породы 384

Общие замечания 384
Щелочные габброидные породы 385
Химический состав щелочных габброидных пород 404
Гипабиссальные и жильные щелочные меланократовые породы 404
Химический состав жильных пород группы щелочных габброидов . . . 415
Вулканические щелочные базальтоидные породы 417
Химический состав щелочных базальтоидных пород 438

Глава 13. Общие замечания о лампрофировых жильных породах 439

Глава 14. Несиликатные изверженные горные породы 444

Литература 446

Указатель названий горных пород 463
Указатель некоторых петрографических и геологических терминов 470

Русская транскрипция фамилий иностранных авторов 474

Александр Николаевич Заварицкий
Изверженные горные породы

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук СССР

Редакторы издательства *Н. Р. Кунн, А. В. Астров*
Технический редактор *В. Г. Лаут*

*

РИСО АН СССР № 5529. Сдано в набор 19/X 1960 г.
Подписано к печати 20/III 1961 г.
Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 30=41,10+2 вкл.
Уч.-изд. л. 41,4. Тираж 5500.
Изд. № 5220. Тип. зак. № 1118
Цена 3 р. 10 к.

*

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Изд. АН СССР.
Москва. Г-99, Шубинский пер., 10



ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
24	13 сн.	Al_3O_3	Al_2O_3
116	10 св.	Ti_2	TiO_2
135	9 св.	близки	близкие
142	8 сн.	периодитов	перидотитов
160	3 сн.	калифитовые	келифитовые
329	16 св.	Лествариты	Лестивариты
334	14 св.	1882	1822
430	5 сн.	Каподи-Бове	Капо-ди-Бове
442	18 св.	плашоклаза	плагиоклаза
446	12 сн.	Бауэн	Боуэн
446	6 сн.	Вассович	Вассоевич
448	8 св.	Пийл	Пийп

На стр. 96 подпись к фиг. 37 по ошибке набрана дважды.