

532

*К Петрохимии
1944.*

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ВВЕДЕНИЕ
В
ПЕТРОХИМИЮ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

• 1944 •

Акад. А. Н. Заварицкий

552.11:552.3

ВВЕДЕНИЕ В ПЕТРОХИМИЮ
ИЗВЕРЖЕННЫХ
ГОРНЫХ ПОРОД

532



АННОТАЦИЯ

В книге предварительно излагаются сведения об основных признаках различия химического состава изверженных горных пород. Логическое развитие принятых положений относительно значения разных признаков химизма приводит к необходимости применения нового типа диаграмм для выражения химизма горных пород. В книге даются изложение метода построения этих диаграмм и примеры их применения для решения вопросов петрохимии. На примерах исследования вулканических провинций из различных областей земного шара показано применение метода для сравнения химизма естественных ассоциаций изверженных горных пород и разработаны основы классификации этих ассоциаций с точки зрения их химизма. В последней главе приведено объяснение основных свойств диаграммы, исходя из экспериментальных данных о кристаллизации силикатов.

Значение книги определяется тем, что решение разбираемой в ней задачи сравнения химизма естественных ассоциаций изверженных горных пород является необходимой составной частью в решении основных проблем петрогенезиса и металлогении петрографических провинций.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Главное содержание этой книги — изложение такого метода, с которым, по моему мнению, можно наиболее просто и в то же время точно и достаточно полно подойти к исследованию тех объективных фактов, какие нам даются опытом в химическом составе изверженных горных пород. Метод этот был разработан и испытан в течение ряда лет при решении разных вопросов, относящихся к данной области петрографии. Основы его были изложены в нескольких статьях, и он начинает получать распространение среди петрографов нашей страны. Однако, вследствие не совсем ясного представления сути метода, ограничиваясь лишь его формальными приемами, из его применения нередко не извлекают всего того, что он может дать.

Эта книга написана в форме учебного пособия. В нее включено также и изложение элементарных сведений, на которых основан метод, и примеры, иллюстрирующие его применение. Я надеюсь, что такое «Введение в петрохимию» будет полезным для начинающих изучение химизма горных пород, облегчая усвоение метода и, прежде всего, значения его главной идеи — изображения семикомпонентных составов при помощи векторов в наглядном трехмерном пространстве.

В главе IX и следующих читатель найдет довольно много диаграмм, построенных по этому способу. К сожалению, диаграммы при печатании были уменьшены до таких размеров, что значки в начальных точках векторов стали почти неразличимыми. В случае затруднений при чтении диаграмм следует обратиться к таблицам числовых характеристик составов пород, данным в приложениях (см. стр. 282). Эти числовые характеристики помогут разобраться в отдельных векторах.

Для удобства применения метода к решению наиболее часто встречающейся задачи — определению типов изверженных горных пород — необходимое справочное пособие и диаграммы в масштабе, удобном для непосредственного пользования, изданы отдельной книжкой «Пересчеты анализов изверженных горных пород» (изд. АН СССР 1941).

А. Заварицкий

ВВЕДЕНИЕ

Изучение химизма горных пород, которое должно составлять одну из существенных задач как геохимии, так и петрографии и которое является определенной областью знания, иногда обозначаемой особым термином «петрохимия», началось еще в домикроскопический период изучения горных пород. Приходится, однако, признать, что оно до сих пор не получило, пожалуй, достаточного развития. Самое название «петрохимия», хотя и вошло уже в литературу, не получило еще вполне определенного значения. Мы не найдем этого термина в петрографических лексиконах, и еще необходимо условиться, какой круг задач должен быть предметом изучения петрохимии.

Как это бывает в каждом случае, когда мы имеем дело с не вполне определенными границами какой-либо области знания, может иметь место или слишком широкое понимание этого термина, или, наоборот, может явиться стремление сузить его. Нам кажется более плодотворным при определении круга задач петрохимии пойти по второму пути; это скорее приведет к большей определенности и большей точности в постановке задач петрохимии.

В широком толковании петрохимия должна была бы охватывать все химические проблемы, с которыми мы сталкиваемся при изучении химизма горных пород. Но понятно, что в этом случае ей пришлось бы иметь дело, например, с проблемами физической химии вообще и в особенности физической химии силикатов, с некоторыми задачами кристаллохимии и т. п., которые, с одной стороны, имеют гораздо более общее значение, а с другой, — не могут быть при современном состоянии науки приложены к изучению собственно горных пород без того, чтобы не приходилось строить некоторых вспомогательных гипотез, подчас довольно шатких. Поэтому гораздо более определенно можно очертить область петрохимии в более узком объеме, предоставив ей изучение соотношений между химическими составами горных пород, сравниваемых по отдельности, и, в особенности, сравнительное изучение естественных комплексов горных пород в отношении их химизма.

Основательная характеристика вещественного состава горных пород неоспоримо должна быть одной из главных задач петрографии. Таким образом петрохимия является частью петрографии.

В настоящей книге я ограничиваюсь только изверженными горными породами, для которых признаки химического состава особенно важны.

Несмотря на то, что сведения о химическом составе изверженных горных пород начали накапливаться уже давно и в настоящее время мы имеем обширный фактический материал, та часть петрографии, которую можно выделить под названием петрохимии в только что указанном объеме, не достигла такой степени развития, какую можно было бы ожидать, хотя важность задач, стоящих перед этим отделом петрографии, совершенно очевидна. Их решение необходимо и для решения теоретических вопросов происхождения горных пород и для объективного познания различных естественных ассоциаций горных пород, с которыми так или

иначе связано нахождение определенных комплексов минеральных месторождений.

Такое недостаточное развитие петрохимии зависит, повидимому, от недостаточной разработки методики исследования фактического материала. Действительно, задачи, стоящие перед изучением химизма горных пород, очевидны, и в самых общих чертах они только что указаны. Фактический материал, подлежащий рассмотрению, — химические анализы пород — чрезвычайно обширен. Однако нельзя не согласиться, что этот материал недостаточно используется для каких-нибудь сопоставлений и выводов. Поэтому разработка методики петрохимических исследований представляется особенно важной. В этой книге предлагается один из методов, который кажется автору наиболее рациональным, и изложению этого метода отведено довольно много места. Вместе с тем кратко излагаются и другие применявшиеся разными авторами способы изучения химизма горных пород.

Рациональный метод обработки любого материала может быть выбран только после рассмотрения существенных особенностей этого материала. Поэтому предварительно рассматриваются общие особенности химического состава изверженных горных пород, важные в указанном отношении.

Вслед за изложением метода даны примеры его применения к решению некоторых основных вопросов петрохимии. Ввиду того, что предлагаемый метод является разработанным совсем недавно, естественно, его применение охватывает только отдельные частные случаи и не представляет систематического решения задач петрохимии, что является делом будущего. Однако даже решение некоторых взятых примеров дает ответ на существенные вопросы относительно химизма изверженных горных пород.

Петрохимия в том объеме, как это было определено выше, является, очевидно, частью описательной петрографии, рассматривающей горные породы с точки зрения одного из самых существенных их признаков. Сопоставление признаков, подлежащих изучению, и систематика объектов изучения, с точки зрения этих признаков, являются первой задачей исследования. Сопоставление фактических данных приводит далее к заключению о некоторых закономерностях, которые, таким образом, могут быть найдены из наблюдений путем чисто эмпирическим. В дальнейшем перед нами встает задача объяснения этих закономерностей. Возникая в процессе образования разнообразных комплексов изверженных горных пород, такие закономерности могут быть объяснены на основании наших знаний об этих процессах и, в особенности, о тех физико-химических превращениях, которые при этом происходят. В настоящее время мы еще очень далеки от того, чтобы составить полное представление даже о самых главных особенностях магматической дифференциации, исходя из наших сведений о физической химии процессов, при этом происходящих. Правда, наши сведения об этом все более и более расширяются; эксперимент дает все новые данные о все более и более сложных термических диаграммах; мы уже получаем определенные данные о роли «летучих компонентов» магмы, представляющих наибольшие трудности для эксперимента. Все это имеет чрезвычайно важное значение для выяснения петрогенезиса, но это только одна сторона в расширении наших знаний. Другая заключается в изучении самих горных пород и, в частности, их вещественного состава. Для того чтобы объяснить причины разнообразия в вещественном составе горных пород на основании физико-химических принципов, необходимо прежде всего и ясно в количественном выражении установить, в чем это разнообразие проявляется в действительности в естественных комплексах изверженных горных пород. К этому можно подойти только путем сопоставления фактических данных о химизме горных пород, именно их химических составов, а это, как мы уже видели,

и представляет сущность петрохимии в том узком смысле слова, какой мы ему придали. Таким образом, задача петрохимии как части описательной петрографии — эмпирически установить закономерности в разнообразии химического состава горных пород, для того чтобы потом, на основании более общих законов физической химии, объяснить эти закономерности.

Последнее есть уже задача физико-химической петрографии, являющейся частью петрологии.

Глава I. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД, ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ

Вещественный состав всякой горной породы — осадочной, метаморфической или изверженной — является, как уже сказано, очень существенным ее признаком. Значение этого признака в особенности велико для изверженных горных пород, которые представляют горные породы первичные, возникающие при кристаллизации магмы — более или менее однородного силикатного расплава, с растворенными в нем газами. Изверженная горная порода, состоящая из кристаллических минералов и в некоторых случаях стекла, является с физико-химической точки зрения гетерогенной системой, состоящей из многих фаз, которые представлены образующими породу минералами и стеклом. Полное понятие о вещественном составе такой гетерогенной системы мы имели бы в том случае, если бы точно знали состав каждой из образующих ее фаз, т. е. слагающих ее минералов (и стекла), а также относительное количество этих фаз. Однако при современном состоянии наших знаний в огромном большинстве случаев мы не можем получить такого полного представления о вещественном составе породы. Мы еще не умеем в большинстве случаев точно определять состав породообразующих минералов по их физическим свойствам, легко доступным наблюдениям, и отчасти поэтому вещественный состав породы обыкновенно представляется в виде валового химического ее состава. Этот валовой химический состав породы является совершенно определенным объективным выражением вещественного состава горной породы.

Надо при этом обратить внимание еще на следующее обстоятельство. Минералогический состав породы является результатом не только состава той магмы, при застывании которой данная порода образовалась, но и условий ее образования. Кристаллизуясь в различных условиях, одна и та же магма может дать породы одинакового химического состава, но имеющие различный состав минералогический. Это так называемые гетероморфные породы (Лякруа).

Так как мы не знаем в большинстве случаев условий, при которых образовалась данная изверженная порода, с одной стороны, и очень мало знаем о том, как эти условия влияют на появление в породе того или другого сочетания минералов, — с другой, то мы не можем предвидеть, за немногими исключениями, минералогический состав породы, зная ее химический состав. Приведем несколько примеров того, как одна ассоциация минералов заменяется в изверженных горных породах другой, обуславливая этим явление гетероморфизма.

В роговообманковых андезитах Камчатки чрезвычайно распространенным является превращение роговой обманки в смесь плагиоклаза, пироксена и магнетита, образующую иногда прекрасные псевдоморфозы по фенокристаллам амфибола. Эта замена определяет гетероморфизм роговообманковых и пироксеновых андезитов. В других случаях роговая обманка

заменяется смесью оливина, ромбического пироксена и анортита. На основании этого можно найти роговообманковые лампрофиры (спессартит), имеющие одинаковый состав с оливиновыми долеритами или базальтами. Глиноземсодержащий авгит может заменяться смесью оливина и анортита, откуда вытекает гетероморфизм некоторых пироксенитов и алливалитов. Замена роговой обманки смесью авгита и энстатита приводит к гетероморфизму горнблендита и вебстерита. Бреггер указывает, что горнблендит из Гран, состоящий из роговой обманки, содержащей натр и глинозем, имеет состав, почти одинаковый с составом камптонита (из роговой обманки и плагиоклаза). Известен классический эксперимент Фуке и Мишель-Леви, получивших при сплавлении микроклина и биотита смесь из лейцита, оливина и магнетита. В связи с этим находится то обстоятельство, что некоторые минетты имеют одинаковый состав с лейцитовыми базальтами. Пример особенно яркого проявления такого гетероморфизма в природе представляют богатые биотитом апофизы шонкинитов Хайвуд Пик, которые, пересекая более рыхлые туфы, переходят в лейцитовые базальты.

Повидимому, наиболее существенный фактор в явлении гетероморфизма — это различие в содержании летучих компонентов и, в связи с этим, разная температура кристаллизации магмы. Можно различать два рода ассоциаций минералов: 1) минералы, требующие для своего образования летучих компонентов и относительно низких температур; сюда относятся слюда и роговые обманки; 2) минералы, кристаллизующиеся из сухих расплавов и при высоких температурах; таковы оливин, пироксены, лейцит. Особенно отчетливо гетероморфизм проявляется в щелочных породах, вместе с тем богатых цветными минералами. Лякруа в них различает две фации, соответственно указанным двум рядам минералов: 1) фацию лампрофирую и 2) фацию базальтовую.

Не так давно петрографы спорили о том, что является более существенным признаком горной породы — минералогический ее состав или состав химический. Из сказанного видно, что эти споры являются в сущности бесполезными, так как здесь идет речь о разных и не вполне сравнимых признаках горной породы: минералогический состав есть функция состава магмы и условий ее застывания; химический состав породы меньше зависит от условий застывания магмы, но также лишь приблизительно отражает вещественный состав последней. Как показывают и современные вулканические извержения, и изучение явлений контактового метаморфизма и металлогенезиса, в магме, кроме тех составных частей ее, которые мы обнаруживаем в происшедшей из нее породе, заключаются еще растворенные газы, выделяющиеся при остывании и кристаллизации. Только с некоторым приближением валовой химический состав горной породы отражает химический состав магмы, из которой она произошла. Химический состав породы есть один из существенных признаков не магмы, а именно этой породы в том виде, как она есть.

Как уже сказано, если бы мы точно знали количественный минералогический состав горной породы и химические составы минералов, ее образующих, мы легко могли бы вычислить валовой химический состав всей породы. В настоящее время наши знания о химизме минералов еще недостаточны, и мы можем получить таким способом только приблизительный химический состав. С другой стороны, из валового химического состава породы может быть определен только приблизительно ее минералогический состав.

Несмотря на то, что мы не можем сейчас точно связать химический состав горной породы с ее минералогическим составом, при рассмотрении признаков химического и минералогического состава необходимо принимать во внимание и тот и другой, именно, рассматривая признаки химического состава как таковые, необходимо считаться с тем, насколько те или другие из этих признаков отражают особенности минералогического состава, и, с другой стороны, изучая минералогический состав, необходимо

отдавать себе отчет в том, как отражаются эти признаки на общем химизме горной породы.

ВАЛОВОЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Нашей задачей сейчас является рассмотрение химического состава изверженных горных пород. В настоящее время накоплен обширный фактический материал в виде десятков тысяч химических анализов изверженных горных пород. Каждый из этих анализов является результатом значительного труда, затраченного на его выполнение, и представляет вместе с тем очень важную характеристику данной горной породы. Уже это обстоятельство обязывает с большим вниманием отнестись к задаче использования результатов затраченного на анализы труда для получения новых выводов,двигающих наши знания о горных породах вперед. Эти знания могут быть получены из сопоставления и сравнения между собой большего или меньшего числа анализов разных горных пород. Прежде чем остановиться на каком-нибудь методе этого сравнения, необходимо рассмотреть некоторые особенности химизма изверженных пород вообще, чтобы в этих особенностях найти основания для выбора наиболее рационального метода сравнения и сопоставления химических составов горных пород и, таким образом, обосновать этот метод.

Существенными составными частями горных пород являются только немногие химические элементы. Рассматривая составы изверженных горных пород, мы найдем только девять элементов, составляющих каждый более одного процента во всей массе изверженных пород. Эти элементы: O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, H. Обыкновенно химический состав горной породы представляется в виде процентного содержания окислов SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , H_2O . Сумма их составляет более 98% массы всех изверженных пород. Если присоединить к ним воду (около 1%) и менее распространенные элементы Ti, Mn, C и P, сумма окислов которых около 1%, то на долю всех остальных, как видим, приходится менее 0.5% всей массы этих горных пород. Хлор и сера из этих более редких элементов наиболее распространены и в сумме составляют около 0.2%. Все же остальные встречаются в количестве, в среднем не превышающем 0.1%.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА ЭЛЕМЕНТОВ

Эта основная особенность распространения химических элементов в изверженных горных породах связана, как известно, со свойствами этих химических элементов. Наглядным выражением химических свойств элементов является, как мы знаем, таблица периодической системы Менделеева, которой придают ту или иную форму. Ту форму этой таблицы, в которой всего яснее выражаются такие свойства химических элементов, какие имеют в особенности значение в процессах, происходящих в теле земного шара, и, прежде всего, в наиболее доступной нам его части — земной коре, называют часто геохимической таблицей элементов. Предложен ряд видоизменений геохимической таблицы, в разбор которых нам входить сейчас нет надобности. Следует, конечно, выбрать наиболее рациональную форму геохимической таблицы, и на этом вопросе мы сейчас несколько остановимся.

Прежде всего надо условиться, какие требования можно предъявить к той форме геохимической таблицы, которую следует считать наиболее рациональной. Понятно, что эта рациональность может быть только условной, так как для разных целей разные формы таблицы могут иметь те или иные преимущества или недостатки. Не задаваясь какими-нибудь специальными целями, можно согласиться, что наиболее рациональный вид таблицы требует: 1) чтобы она была возможно более простой, 2) чтобы

она имела характер диаграммы, т. е. графически изображала некоторые измеримые свойства объектов, в данном случае химических элементов.

Второе требование заставляет коснуться способа построения таблицы несколько подробнее. Сначала необходимо выбрать те измеримые свойства химических элементов, которые мы будем изображать, а затем выбрать способ их изображения.

СПОСОБ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТАБЛИЦЫ В РАЦИОНАЛЬНОЙ ФОРМЕ

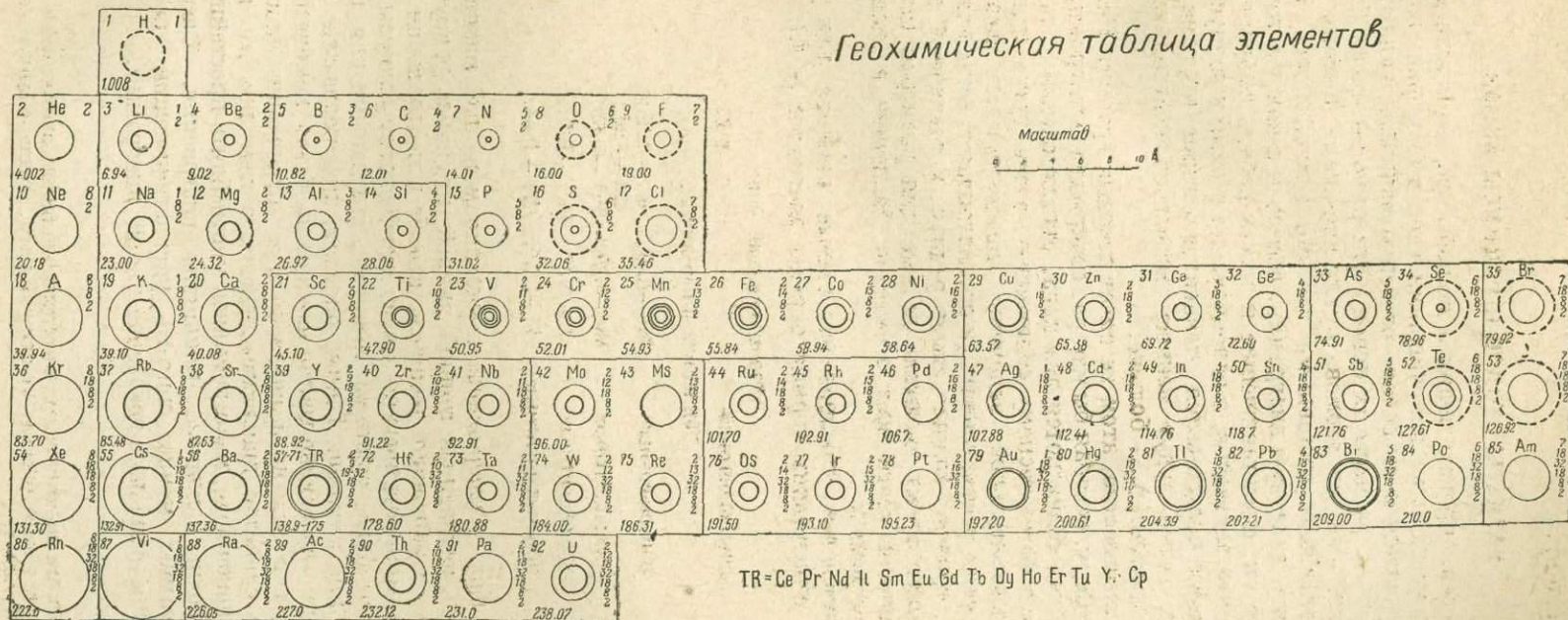
Наиболее важным, очень характерным измеримым признаком химического элемента является атомный номер (порядковый номер) элемента. Согласно существующему представлению это число является числом положительно заряженных протонов атомного ядра и, следовательно, равным ему числом электронов, участвующих в строении атома в его нейтральном состоянии. Если бы мы ограничились этой одной величиной, то могли бы графически представить ее в виде ряда равно отстоящих точек, расположенных на одной линии, и проще всего на прямой. Совершенно очевидно, что в данном случае наша диаграмма необходимо должна иметь вид прерывного ряда точек, изображая прерывное свойство элементов (число электронов).

Если мы поставим перед собой задачу представить свойства элементов в виде таблицы, т. е. изображения на плоскости, имеющей два измерения, то мы можем представить на диаграмме более чем один ряд точек, отвечающий прерывному изменению только одного измеримого свойства. На таблице, имеющей два измерения, можно изображать две независимых переменных или два независимых непосредственно одно от другого измеримых свойства. Поэтому, кроме атомного числа, мы можем взять еще другое характерное свойство элемента, которое можно выразить числом. Этим свойством, определяющим структуру атома, а следовательно, и его химические свойства, может служить число электронных уровней, окружающих ядро атома. Однако, как мы знаем, это измеримое свойство атома не является совершенно независимым от атомного номера, т. е. общего числа электронов, или, можно сказать наоборот: атомный номер зависит от числа электронных уровней. За независимые можно принять только переменные числа электронов на внешних электронных уровнях. Вот это переменное число электронов, с одной стороны, и число электронных оболочек—с другой, могут быть приняты за координаты для построения таблицы, изображающей свойства химических элементов и имеющей свойство плоской диаграммы.

Если мы возьмем такие именно координаты, то изображаемые свойства по обоим направлениям будут представлены прерывными рядами точек на равных друг от друга расстояниях. Диаграмма будет иметь вид некоторой «точечной диаграммы» наподобие некоторой плоской решетки правильной системы точек. Разумеется, углы между рядами и расстояния точек зависят от нашего произвола. Если мы возьмем углы прямыми, а расстояния равными, то получим такое расположение точек, как это представлено центрами кружков на таблице фиг. 1.

Мы получаем, как видно, расположение точек, отвечающее клеткам менделеевской таблицы, написанной по большим периодам. Таким образом, таблица в этом виде обладает действительно свойствами плоской диаграммы, количественно выражающей основные измеримые свойства элементов. В этой точечной диаграмме, однако, еще не отражены какие-либо свойства, имеющие специфическое геохимическое значение. Прерывность расположения точек диаграммы позволяет использовать остающиеся между ними расстояния для изображения какого-либо третьего основного измеримого свойства элементов. Величину, измеряющую эти свойства, мы можем изобразить, например, в виде параллельных векторов,

Геохимическая таблица элементов



Фиг. 1.

или, еще лучше, в виде так называемых векториальных кругов, т. е. кругов, радиус или диаметр которых в определенном масштабе изображает эту величину.

РАЗМЕРЫ АТОМОВ И РАДИУСЫ ИОНОВ

Для процессов, происходящих в земной коре, наряду с химическими свойствами элемента, уже получившими свое выражение на диаграмме, построенной указанным способом, особенно важными являются размеры атомов или, точнее, размеры их ионов. Эти размеры имеют большое значение при постройке из атомов кристаллических решеток минералов, являющихся главными составными частями земной коры. Поэтому мы можем дополнить точечную диаграмму, построив в каждой точке, приняв ее за центр, круги, представляющие в каком-нибудь выбранном масштабе радиусы атомов элементов, а одновременно с ними и радиусы их ионов. Атомы и их ионы представляются концентрическими кругами. Диаметры положительных ионов будут меньше диаметров нейтральных атомов, диаметры отрицательных — больше.

Конечно, как известно, атом не имеет твердых границ. Нельзя вокруг ядра провести сферу, которая бы как раз содержала электроны, связанные с ядром. Но когда сближаются два иона, отталкивающая сила, которая противодействует более тесному сближению, очень резко ставит пределы некоторой приблизительной величины межуатомного расстояния. В этом смысле можно рассматривать (и рассматривают) ионы как соприкасающиеся сферы, причем каждая имеет радиус, характерный для данного иона. В настоящее время имеются данные для размеров таких ионных и атомных радиусов почти всех элементов. Величина возможной ошибки 0.1 Å (ангстрема¹).

Мы ограничимся тем, что приведем ионные радиусы для упомянутых выше главных образующих горные породы элементов (в Å).

Отрицательный ион:

двухвалентный O—1.32.

Положительные ионы:

одновалентные Na—0.98; K—1.33;

двухвалентные Mg—0.78; Fe²⁺—0.83;

трехвалентные Al—0.57; Fe³⁺—0.67;

четыревалентные Si—0.39; Ti—0.64.

На таблице фиг. 1 изображены в указанном на ней масштабе атомы элементов в виде показанных тонкой линией кружков, радиусы которых в этом масштабе изображают радиусы атомов в нейтральном состоянии. Соответственные концентрические круги изображают радиусы ионов. Эти кружки показаны более толстыми линиями, сплошными для катионов и прерывистыми для анионов. Таким образом, при посредстве этих кружков количественно выражено третье важное свойство химических элементов, о котором было сказано выше, и в этом отношении наша таблица сохраняет свое свойство диаграммы. Вместе с тем при ее построении, как видно из изложенного, мы стремились употреблять простейшие приемы, логически развивая исходные принципы построения. Следовательно, этот вид диаграммы можно считать удовлетворяющим поставленным выше требованиям рационального вида такой диаграммы.

¹ Распространенным значением для ангстрема является значок Å; мы пользуемся упрощенным обозначением А, следуя примеру Брэгга. Такое обозначение прочт. и не вызывает недоразумений.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ГРУППЫ НА ТАБЛИЦЕ

При построении диаграммы только что изложенным способом мы исходили лишь из свойств химических элементов: из их структуры и размеров их атомов; она является, таким образом, геометрическим изображением естественной классификации элементов. Но вместе с тем, рассматривая таблицу, сейчас же можно видеть, что расположение кружков этой диаграммы выражает и естественную группировку элементов по их роли в земной коре. Мы видим элементы, являющиеся существенными составными частями горных пород, в левой части таблицы; наоборот, элементы рудных месторождений — в правой; элементы магматических эманаций — вверху и неустойчивые радиоактивные элементы — внизу, и т. д. Таблица наглядно выражает, таким образом, основной геохимический закон, ставший теперь почти аксиомой, который можно формулировать так: нахождение химических элементов в земной коре зависит от строения атомов этих элементов. Из этого закона вытекает ряд дальнейших выводов. Действительно, если строение атомов элементов имеет такое значение для распределения последних в земной коре, то группировка элементов в естественные геохимические группы должна производиться на основании строения их атомов и, следовательно, в сущности должна свестись к проведению границ на диаграмме, изображающей это строение. Такая диаграмма должна явиться канвой для построения геохимической классификации элементов.

Признаки принадлежности элементов к той или иной геохимической группе мы, однако, находим совершенно другим путем, именно путем изучения природных тел методами геологических и минералогических наук. Это признаки особого рода по сравнению с признаками, изображенными уже на диаграмме. Они не поддаются количественному выражению. Поэтому было бы удобно изобразить их каким-то особым способом, отражающим качественную, а не количественную характеристику. Таким способом может быть обозначение элементов каждой геохимической группы каким-нибудь особым цветом. На нашей диаграмме показаны только границы геохимических групп. Читателю можно рекомендовать закрасить разными цветными карандашами кружки, показанные тонкими линиями, различно для каждой группы. Так будут закрашены кружки, изображающие размеры нейтральных атомов. Может возникнуть вопрос, не лучше ли было бы закрашивать кружки, отвечающие размерам ионов. Но последнее встречает очевидное затруднение в том, что ряд элементов дает по несколько ионов с зарядами одного и даже разных знаков. Неопределенность устраняется, если мы остановимся на размерах нейтрального атома.

Классификация элементов по геохимическим группам, как и всякая классификация естественных объектов, не основанная на точных количественных признаках, имеет до известной степени условный характер. Элементы можно разбить на группы несколько различным образом, и на нашей таблице представлена лишь одна из возможных группировок. Мы ограничимся лишь краткой характеристикой представленных групп.

Совершенно обособленное положение занимает водород. Как указывает Брэгг, роль водорода в структуре минералов — единственная в своем роде. Другие атомы обладают структурой, в которой межуатомные связи воздействуют только на внешние области атома. В водороде единственный электрон так легко связывается, что он теряет, так сказать, свое лицо, входя в другие структуры. Мы не можем рассматривать водород как ион, обладающий пространственными размерами. Это скорее не имеющий размеров центр с положительным зарядом, входящий в структуру минерала и изменяющий ее. Например, группа OH' , в которой водород включен в кислородный атом, ведет себя подобно F' .

С левой стороны таблицы мы видим колонку благородных газов, начинающую от гелия и кончающую радоном.

Элементы горных пород образуют следующую группу. В этой группе центральную часть занимают главные, наиболее распространенные элементы горных пород. Вверху этой группы мы видим литий и бериллий, дающие характерные накопления в пегматитовых жилах, а внизу, с одной стороны, рубидий и цезий, и с другой, — стронций и барий, — обычно встречающиеся в рассеянном состоянии, будучи подмешанными к более распространенным аналогичным элементам.

Вверху таблицы мы видим группу элементов, которую можно назвать группой элементов магматических эманаций. Это элементы от бора до фтора и от фосфора до хлора.

Далее совершенно определенную характерную группу образуют элементы группы железа, которую мы начинаем с № 22 (титан) и кончаем никелем. Атомная структура этих элементов, именно переменное число электронов не только во внешней, но и во второй снаружи оболочке обуславливает характерные химические свойства этих элементов. Особую роль в этой группе играет железо, главнейший из элементов, входящих в состав нашей планеты в целом. Таблица элементов группы железа занимает совершенно особое положение на границе между элементами горных пород (петрогенными) и элементами рудных месторождений (металлогенными). Соответственно с этим и геологические процессы образования железных руд гораздо ближе стоят к процессам образования горных пород, чем образования руд других элементов. Таковы магматические железные руды и руды осадочного происхождения.

Условно в довольно широкую и разнообразную группу объединены «редкие элементы». Сюда мы помещаем и скандий, приближающийся по структуре атома также к группе железа, элементы от № 39 до № 43, элементы редких земель (№№ 57 по 71) и элементы от № 72 до № 75.

Внизу левой части таблицы находится группа радиоактивных элементов.

Правая часть таблицы отвечает преимущественно элементам рудных месторождений. Сюда продолжают еще элементы группы железа (Fe, Co, Ni). Под ними мы видим группу платины; дальше вправо идет резко очерченная группа металлических элементов, начиная от меди и кончая свинцом. К ней примыкает группа металлоидных металлогенных элементов (элементы сульфокислот), и небольшой группой тяжелых галоидов заканчивается таблица.

Из других способов подразделения таблицы на поля, объединяющие группы родственных элементов, приведем подразделения В. Гольдшмидта, А. Е. Ферсмана и Г. Берга.

Деление Гольдшмидтом химических элементов на группы вытекает из его гипотетических представлений об образовании и строении земного шара, состоящего из железного ядра и оболочек сульфидной внизу и силикатной сверху. Соответственно этому химические элементы, по Гольдшмидту, разделяются на четыре основных группы: «на сидерофильные элементы, которые были сосредоточены главным образом в железном расплаве, халькофильные, которые собрались преимущественно в сульфидном расплаве, литофильные элементы, вошедшие преимущественно в силикатный расплав, и, наконец, атмофильные элементы, которые вследствие своей летучести или благодаря образованию легкоподвижных соединений, вошли в газообразную оболочку».

Разделение элементов по Гольдшмидту показано на фиг. 2.

А. Е. Ферсман, исходя из иной формы изображения геохимической таблицы, чем это сделано выше, делит химические элементы на три большие группы, одна из которых подразделяется на две подгруппы. Эти группы занимают на таблице такие «поля»: 1) поле обычное, заключающее наиболее распространенные элементы земной поверхности, распадающееся на две части — поле металлоидов и поле металлов; 2) поле сульфидное (халькофильное) — поле металлическое с преобладанием тяже-

лых металлов и 3) поле нижнее кислое (литофильных элементов), образующих по преимуществу кислородные соединения.

На нашей таблице эти поля разграничиваются, как показано на рисунке (фиг. 3).

Подразделения Берга очень близки в общем к тем, которые были

| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| | Н | | | | | | | | | | | | | | | | |
| He | Li | Be | B | C | N | O | F | | | | | | | | | | |
| Ne | Na | Mg | Al | Si | P | S | Cl | | | | | | | | | | |
| Ar | K | Ca | Sc | Ti | V | Cr | Mn | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Se | Br |
| Kr | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | Ms | Ru | Rh | Pd | Ag | Cd | In | Sn | Sb | Te | I |
| Xe | Cs | Ba | TR | Hf | Ta | W | Re | Os | Ir | Pt | Au | Hg | Tl | Pb | Bi | Po | 85 |
| Rn | 87 | Ra | Ac | Th | Pa | U | | | | | | | | | | | |

Фиг. 2. Геохимические группы элементов по Гольдшмидту. Толстой сплошной линией обведены сидерофильные элементы; толстой прерывистой — халькофильные; тонкой сплошной — литофильные; тонкой прерывистой — атмосфильные.

| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| | Н | | | | | | | | | | | | | | | | |
| He | Li | Be | B | C | N | O | F | | | | | | | | | | |
| Ne | Na | Mg | Al | Si | P | S | Cl | | | | | | | | | | |
| Ar | K | Ca | Sc | Ti | V | Cr | Mn | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Se | Br |
| Kr | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | Ms | Ru | Rh | Pd | Ag | Cd | In | Sn | Sb | Te | I |
| Xe | Cs | Ba | TR | Hf | Ta | W | Re | Os | Ir | Pt | Au | Hg | Tl | Pb | Bi | Po | 85 |
| Rn | 87 | Ra | Ac | Th | Pa | U | | | | | | | | | | | |

Фиг. 3. Геохимические группы элементов по Ферману. Вверху — металлоиды обычного поля, под ними — металлы обычного поля; внизу — нижнее кислое поле; справа — сульфидное поле; слева — благородные газы.

| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------|----|----|----|----|----|----|------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| БЛАГОРОДНЫЕ ГАЗЫ | Н | | | | | | | | | | | | | | | | |
| He | Li | Be | B | C | N | O | F | | | | | | | | | | |
| Ne | Na | Mg | Al | Si | P | S | Cl | | | | | | | | | | |
| Ar | K | Ca | Sc | Ti | V | Cr | Mn | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Se | Br |
| Kr | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | Ms | Ru | Rh | Pd | Ag | Cd | In | Sn | Sb | Te | I |
| Xe | Cs | Ba | TR | Hf | Ta | W | Re | Os | Ir | Pt | Au | Hg | Tl | Pb | Bi | Po | 85 |
| Rn | 87 | Ra | Ac | Th | Pa | U | РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ | | | | | | | | | | |

Фиг. 4. Геохимические группы элементов по Бергу.

приняты мной, отличаясь небольшими деталями, подчеркивающими технические свойства элементов (фиг. 4).

«СРЕДНИЙ СОСТАВ» ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

При рассмотрении химизма изверженных горных пород нам придется иметь дело, как мы видим, с элементами, занимающими на нашей таблице лишь очень ограниченную область. Это элементы, образующие главным образом природные силикаты, являющиеся главными породообразующими минералами изверженных горных пород.

Ряд ученых занимался вычислением среднего состава земной коры и среднего состава всей массы изверженных горных пород. Такие подсчеты делались Кларком (для Сев. Америки), Харкером (для пород Англии), Вашингтоном, Фогтом, Седерхольмом (для Финляндии) и другими. При этом получались несколько отличающиеся, но в общем довольно близкие цифры. Мы приведем в табл. 1 два примера: подсчет Кларка и Вашингтона (I) и подсчет Фогта (II).

Таблица 1

Средний состав изверженных горных пород

| | I по Кларку и Вашингто- ну (в%) | II по Фогту (в %) | В грубом прибли- жении (в %) |
|--------------------------------|---|-------------------------|--|
| SiO ₂ | 59.12 | 64.03 | SiO ₂ = ок. 6/10 или поч- ти 2/3 |
| Al ₂ O ₃ | 15.34 | 15.71 | Al ₂ O ₃ немного < 1/7 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.08 | 2.20 | Fe ₂ O ₃ + FeO ок. 1/15 |
| FeO | 3.80 | 2.66 | |
| MgO | 3.49 | 2.67 | MgO ок. 1/30 |
| CaO | 5.08 | 4.64 | CaO ок. 1/20 |
| Na ₂ O | 3.84 | 3.51 | Na ₂ O ок. 1/25 |
| K ₂ O | 3.13 | 3.52 | K ₂ O ок. 1/30 |
| H ₂ O | 1.15 | — | H ₂ O ок. 1/100 |
| TiO ₂ | 1.05 | 0.600 | TiO ₂ ок. 1/100 |
| CO ₂ | 0.16 | — | |
| P ₂ O ₅ | 0.30 | 0.18 | P ₂ O ₅ ок. 1/300 |
| Остальн. ок. | 0.50 | | |

Для «малых элементов» горных пород, входящих в их состав только в незначительном количестве, по Кларку и Вашингтону мы имеем такие цифры (в %):

| | | | |
|---------------------------------------|---------|---------------------------------------|---------|
| MnO—0.24 | (0.23) | BaO—0.055 | (0.028) |
| Cr ₂ O ₃ —0.055 | (0.056) | SnO ₂ —0.004 | (0.005) |
| S—0.052 | | NiO—0.025 | (0.013) |
| Cl—0.048 | | V ₂ O ₅ —0.0124 | (0.022) |
| | | F—0.030 | |

| |
|---|
| (Ce, Y) ₂ O ₃ —0.02 |
| SrO—0.022 (0.018) |
| Li ₂ O—0.007 |
| CuO—0.01 (0.012) |

Цифры в скобках — по Гольдшмидту.

В сущности является совершенно не обоснованным приписывание какого-то особо важного значения точному определению среднего содержания (кларка) того или другого элемента в земной коре, взятой в целом, как это делается многими учеными. Ведь едва ли можно допустить, что земная кора некогда была какой-то однородной геосферой, где все элементы были распределены равномерно. Насколько мы знаем из данных геологии, земная кора образовалась за долгий промежуток времени и при сложных процессах, при которых, вероятно, вещество ее

и уходило в другие геосферы, и пополнялось из них, — и притом неодинаково в разных местах. Еще более невероятно, что когда-то земная кора превратится в однородную массу, подобную средней пробе из всего того объема, который мы принимаем во внимание при вычислении среднего ее состава. Поэтому кларки земной коры приходится рассматривать лишь как некоторые условные цифры, не имеющие по существу точного реального значения, хотя и полезные для некоторых рассуждений.

Без сомнения, распространенность различных элементов может быть в известной мере мерилom устойчивости их атомов в данных условиях, но эта устойчивость или, так сказать, приспособленность различных элементов к данным условиям — функция не только строения атома, которое является постоянным (если не принимать во внимание различие изотопов), но и ряда других величин, которые не остаются постоянными в пределах какой-либо геосферы. Поэтому для определения меры устойчивости или приспособленности разных элементов к условиям их нахождения в земной коре нельзя ограничиваться только вычислениями разных средних арифметических. Такие средние имеют значение при случайных отклонениях и действии «закона больших чисел». Едва ли это имело место в пределах земной коры при ее образовании.

Вариации состава

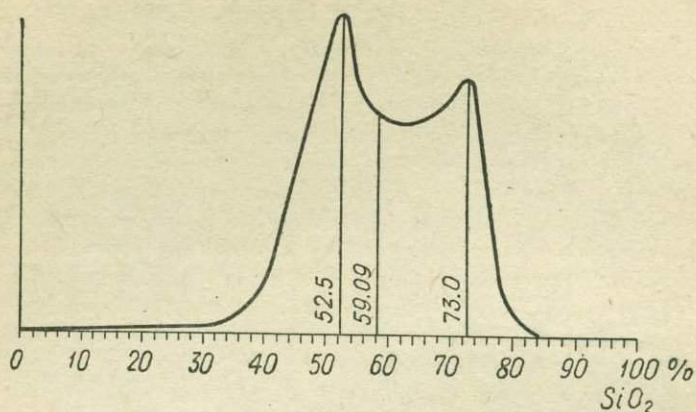
532 Из сказанного видно, что не следует переоценивать значение приведенных средних цифр. Хотя они дают некоторые величины, могущие служить для ориентировки в наших представлениях о химизме изверженных горных пород, не следует забывать, что они являются лишь некоторыми искусственно полученными величинами. В природе не существует также и какой-то особой горной породы среднего состава. Средние арифметические имели бы большое значение в том случае, если бы они отвечали какому-то наиболее распространенному типу, отклонения от которого в природе имели бы случайный характер. В действительности этого нет, как на то указывает рассмотрение распространенности пород, различающихся по содержанию какого-нибудь окисла, например SiO_2 , количество которого в разных породах колеблется от 35 до 80%, если исключить крайние и очень редкие их типы. Если на оси абсцисс отложить процентное содержание какого-нибудь окисла, а за ординату принять число имеющихся анализов пород, обладающих этим содержанием, то мы получим статистические кривые для разных окислов, представленные на фиг. 5 для кремнезема и на фиг. 6 для других окислов.

Совершенно ясно, что кривые этих статистических диаграмм не представляют кривых случайных отклонений или так называемой кривой вероятности с одним максимумом. Скорее всего, эти кривые можно истолковать как указание на существование 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%. На диаграмме, отвечающей SiO_2 (фиг. 5), показаны ординаты, отвечающие максимумам кривой.

Указанная особенность статистических кривых, отмечающая наличие двух наиболее распространенных среди изверженных горных пород типов, в которых не трудно узнать, с одной стороны, гранит, а с другой — базальт, послужила для некоторых авторов (Ричардсон, а вслед за ним Левинсон-Лессинг) одним из оснований для утверждения о несмесимости и даже о генетической независимости гранитовой и базальтовой магмы. Такое мнение является очевидным недоразумением. Статистические кривые, полученные указанным выше способом, отмечают только относительную распространенность различных типов горных пород, не давая никаких оснований для суждения об их генезисе. Только непонимание

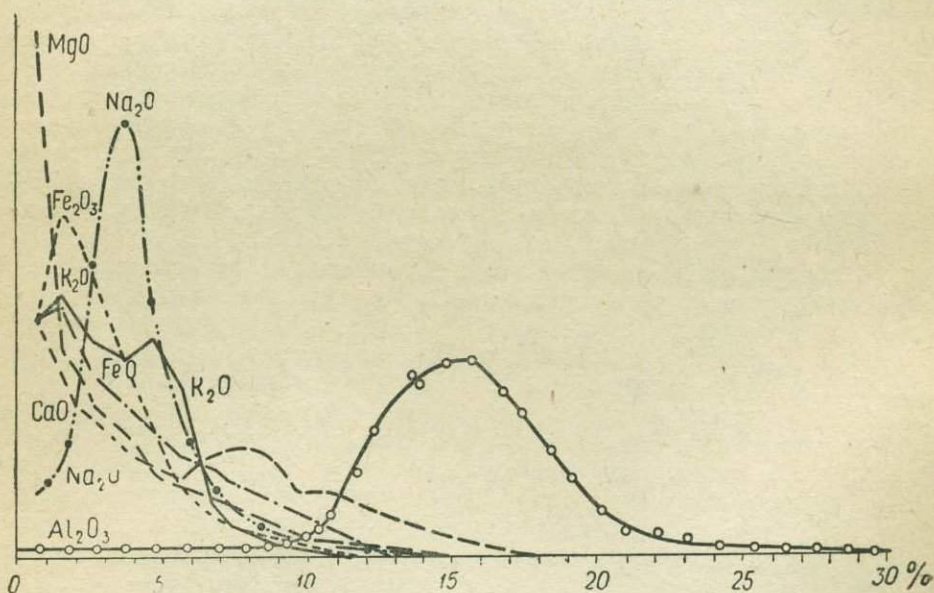
сущности статистического метода могло привести к таким необоснованным заключениям.

Распространение малых элементов горных пород неодинаково в различных породах. Какие-нибудь цифры в этом отношении мало надежны, и мы ограничимся таблицей (по Холмсу и Харвуду), в которой показано,



Фиг. 5. Относительная распространенность горных пород с различным содержанием SiO_2 .

является ли содержание того или другого из окислов малых элементов в породе повышенным (что отмечено знаком +) или пониженным (—)



Фиг. 6. Относительная распространенность пород с различным содержанием разных окислов: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O и K_2O .

по сравнению со средним содержанием (в случае среднего содержания это отмечено кружком) (табл. 2, см. стр. 19).

КОРРЕЛЯТИВНОСТЬ В СОДЕРЖАНИИ РАЗНЫХ СОСТАВНЫХ ЧАСТЕЙ

Уже давно было обращено внимание на то, что изменения в содержании различных главных окислов в изверженных горных породах не являются независимыми. В одних случаях увеличение или уменьшение содержания двух каких-либо окислов идет в одинаковом направлении, в дру-

Распространение малых элементов в изверженных горных породах

| Элементы | Гранит | Диорит | Габбро | Перидотит | Слюдяной перидотит | Нефелиновые и лейцитовые породы |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-----------|--------------------|---------------------------------|
| TiO ₂ | — | — | + | — | + | + |
| P ₂ O ₅ | — | o | + | — | + | + |
| BaO | — | + | o | — | + | + |
| SrO | — | + | o | — | + | + |
| F | + | o | — | — | + | + |
| Cl | — | — | + | — | o | + |
| Cr ₂ O ₃ | — | — | — | + | + | o |
| V ₂ O ₃ | — | o | + | — | + | + |
| MnO | — | o | + | + | o | o |
| NiO | — | — | + | + | — | — |
| S | + | o | + | — | — | — |
| ZrO ₂ | + | — | — | — | o | + |
| Li ₂ O | + | — | — | — | — | — |

гих — с увеличением содержания одного из окислов содержание другого, наоборот, уменьшается. Это обстоятельство объясняется прежде всего тем очевидным фактом, что отдельные окислы в горной породе образуют некоторые соединения, представленные в минералах. Совершенно понятно, что если два каких-нибудь окисла образуют между собой соединение, то изменение в их относительном содержании в породах будет идти параллельно; если, наоборот, два окисла А и В входят в различные соединения, то с увеличением содержания окисла А в породе относительное количество В будет уменьшаться. Если А образует и такие соединения, в которые входит В, и такие, куда последний окисел не входит, то соотношения могут быть более сложными. Многие из соотношений в изменении содержания различных окислов в горных породах, отмечавшиеся некоторыми авторами, являются лишь следствиями указанного свойства пород как смесей некоторых соединений окислов (минералов) и никаких других законов не представляют, хотя выдвигались даже тезисы диссертаций, устанавливающие такие «законы».

Но не все виды корреляций в содержании разных окислов объясняются одним тем фактом, что горные породы представляют смеси минералов. Чтобы легче обнаружить эти корреляции, следует сравнивать содержание окислов не попарно, а одновременно рассматривать изменение группы многих окислов, что требует разработки методики такого сравнения.

РАЗНЫЕ ФОРМЫ ВЫРАЖЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Химический состав горных пород представляют обыкновенно как отношение окислов, входящих в состав породы в процентах по весу. Такой способ представления является в сущности условным. Можно выразить с таким же успехом состав породы в виде процентного содержания атомов разных элементов по весу, по числу атомов и, наконец, по объему, приходящемуся на долю разных элементов. Некоторые из этих отношений представляют большой интерес.

Выше (стр. 12) были приведены размеры ионов главнейших элементов, входящих в состав горных пород. Особенность, которая невольно обращает на себя внимание и которая является чрезвычайно важной для атомной структуры минералов, представляющих самые существенные составные части горных пород, заключается в больших размерах иона кис-

лорода по сравнению с ионами Mg, Fe, Al и Si. Кислород является главным анионом в большинстве минералов. Эти анионы так велики, что при укладывании их в кристаллические постройки структура последних зависит, прежде всего, от укладки кислородных ионов, а металлические катионы располагаются в промежутках. Среднее расстояние между центрами соседних ионов кислорода около 2.7 А. Это расстояние определяет масштаб атомной структуры породообразующих минералов.

Гольдшмидтом была сделана интересная попытка определить приблизительно объемы, приходящиеся на долю атомов кислорода и других элементов, для среднего состава изверженных горных пород. В табл. 3 представлено соотношение атомов главных элементов горных пород в среднем составе всей массы изверженных пород.

Таблица 3

Соотношение атомов главных элементов в изверженных породах по Гольдшмидту (в %)

| Элементы | По весу | По числу атомов | По объему атомов |
|----------|---------|-----------------|------------------|
| O | 46.59 | 62.46 | 91.77 |
| Si | 27.72 | 21.01 | 0.80 |
| Al | 8.13 | 6.44 | 0.76 |
| Fe | 5.01 | 1.93 | 0.68 |
| Mg | 2.09 | 1.84 | 0.56 |
| Ca | 3.63 | 1.93 | 1.48 |
| Na | 2.85 | 2.66 | 1.60 |
| K | 2.60 | 1.13 | 2.14 |
| Ti | 0.63 | 0.28 | 0.22 |

Особенно поразительна последняя колонка табл. 3. Из нее видно, что 0.9 объема всей массы изверженных горных пород приходится на долю кислорода и другие элементы как бы только вкраплены среди этого кислородного каркаса.

Если мы произведем подобный же расчет для наиболее распространенных изверженных пород — гранита и базальта, то получим такие цифры¹ (табл. 4).

Таблица 4

Соотношение объемов атомов главных элементов в граните и базальте (в %)

| Элементы | Гранит | Базальт |
|----------|--------|---------|
| O | 90.13 | 91.14 |
| Si | 0.93 | 0.71 |
| Al | 0.63 | 0.53 |
| Fe | 0.32 | 1.14 |
| Mg | 0.09 | 1.07 |
| Ca | 0.45 | 2.78 |
| Na | 1.43 | 1.38 |
| K | 3.24 | 1.17 |
| Ti | 0.01 | 0.07 |

Мы видим довольно существенное различие в соотношении металлических атомов, но общая картина преобладания кислорода остается одинаковой, и Гольдшмидт с этой точки зрения с полным правом рассматривает земную кору как кислородную оболочку земли. В главной массе атомы в этой оболочке располагаются в правильные решетки, отвечающие кристаллическому состоянию породообразующих минералов.

¹ Не считая водорода.

Относительно небольшую часть всей массы изверженных пород представляет стекло, которое при остывании породы, так сказать, не успело раскристаллизоваться. Но при кристаллизации этого стекла в случае благоприятных для этого условий оно тоже превращается в смесь таких же порообразующих минералов.

Тот факт, что в образовании горных пород кристаллические решетки, какими являются минералы, имеют такое большое значение, является очень важным. При изучении химизма изверженных горных пород невозможно поэтому не считаться с их реальным или возможным минеральным составом, т. е., другими словами, с теми химическими соединениями, которые образуют главную массу горной породы, и для того чтобы выбрать самый метод изучения химизма горных пород, надо обратиться к рассмотрению с этой точки зрения некоторых особенностей порообразующих минералов.

Рассмотрение главных особенностей состава порообразующих минералов дает некоторое основание для суждения о химических соединениях, содержащихся в магме — в том расплаве, застывание которого дает горную породу. Мы не можем, конечно, утверждать, что соединения, входящие в состав магмы, представлены только теми, которые мы имеем в виде порообразующих минералов. Диссоциация их в расплаве и химические реакции могут вызвать образование новых химических соединений. Происходящие в магме реакции зависят от изменения физических условий: температуры и давления. Здесь имеет место гомогенное равновесие, как и в растворах другого рода. Природа магмы до сих пор еще недостаточно выяснена, но во всяком случае близким к действительности представлением о составе магмы является то, которое рассматривает ее как взаимный расплав-раствор силикатов, выделяющихся при кристаллизации в виде порообразующих минералов.

Рассматривая физико-химические явления в магме, необходимо иметь в виду и возможные гомогенные реакции в магматических расплавах; но сейчас достаточно отметить лишь самые основные черты тех соединений, которые встречаются в виде порообразующих минералов в изверженных горных породах.

Как известно, они распадаются на три основные группы: А) Так называемые свободные окислы, представленные свободной кремнекислотой и в незначительном количестве минералами группы шпинели, из которых главнейшим является магнетит. В) Простые силикаты, как мета-, так и ортокремневой кислоты. Это соединения главным образом магнезии и железа, представленные так называемыми «фемическими» минералами породы. С) Алюмосиликаты, которые представлены минералами «салическими» — полевыми шпатами и фельдшпатидами. В свою очередь среди этих алюмосиликатов с точки зрения химизма породы приходится отделять группу щелочных алюмосиликатов (щелочные полевые шпаты и фельдшпатиды) от известкового алюмосиликата (анортита). Относительное количество всех этих соединений в различных горных породах или магмах различно. Для некоторой ориентировки в представлении об относительном значении этих соединений во всей массе изверженных горных пород можно воспользоваться приведенным выше средним составом этих пород и подсчитать, исходя из него, относительное количество этих химических соединений в таком составе. Расчет показывает, что различные соединения представлены во всей массе горных пород в таком приблизительно количестве (см. табл. 5).

Очень важным обстоятельством является то, что большинство порообразующих минералов представляют соединения переменного состава. В особенности сложным является в этом отношении состав цветных минералов. В табл. 6 (по Чирвинскому) показаны колебания в содержании окислов в главнейших цветных минералах — пироксенах (включая эгирин), амфиболах и темных слодах.

редний состав изверженных горных пород по типам химических соединений и в пересчете на минералы (в %)

| Типы химических соединений (по Вашингтону) | Минералы (по Кларку) |
|--|--|
| Алюмосиликаты { щелочные 50.8 известковые 15.3 } 66.1 | 63—65 полевые шпаты (47 андезина и 16—18 ортоклаза) |
| Простые силикаты 15.1 | 19—20 биотит и амфиболы или пироксены |
| Свободная кремнекислота 10.0 | 10—11 кварц |
| Рудные элементы 6.4 | 5 магнетит |
| Вода и прочие соединения 2.4 | ок. 1 апатит |

Таблица 6

Содержание окислов в цветных минералах
по П. Н. Чирвинскому (в %)

| Окислы | Пироксены | Амфиболы | Биотиты |
|-------------------------------------|-----------|----------|--------------|
| SiO ₂ | 40—55 | 30—46 | 35—40 |
| Al ₂ O ₃ | 0—8 | 2—18.5 | 13—20 |
| Fe ₂ O ₃ +FeO | 6—30 | 13—35 | 13—33 |
| MgO | 2—33 | 0.5—14 | 3—17 |
| CaO | 2—21 | 2—13 | Не более 1—2 |
| Na ₂ O | 0—10 | 1—7 | 1—2 |
| K ₂ O | 0—10 | 1—3 (?) | 4.5—8.5 |

Сложность состава цветных минералов является главным затруднением при точном сопоставлении валового химического состава горной породы с ее минералогическим составом, и вследствие этого мы принуждены в большинстве случаев ограничиваться при решении такой задачи лишь приблизительным ответом.

Так как горные породы представляют смесь минералов и частью стекла, т. е. не раскристаллизовавшейся массы, из которой могут выделяться те же минералы, то необходимо предварительно рассмотреть, как могут распределяться в этих минералах те составные части породы, которые непосредственно даются из опыта при изучении химизма горных пород, т. е. при их химическом анализе. Мы уже знаем, что химический состав горной породы представляется в виде ряда отношений окислов. Нам, следовательно, придется начать с рассмотрения того, какое участие принимают эти окислы в составе порообразующих минералов. Этот обзор окислов, даваемых в химическом анализе породы, составляет содержание следующей главы.

Хотя химический состав как горной породы, так и слагающих ее минералов представляется в виде ряда отношений окислов, такое изображение является, как уже было сказано, условным. Минералы являются кристаллическими телами, образованными из правильно расположенных в кристаллические решетки атомов. В этих решетках не выделяются отдельные окислы, и нельзя говорить поэтому об этих окислах как о реально в природе существующих, как таковые, составных частях горных пород или минералов. Однако между числом атомов кислорода в силикатных горных породах и числом атомов элементов Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H и др. существует определенное соотношение, вытекающее из того, что сумма валентностей катионов равна сумме валентностей анионов. Мы коснемся еще этого дальше; сейчас мы заметим, что это обстоятельство и дает основание для представления состава породы в виде отношения окислов. Эти окислы вместе с тем являются непосредственными данными, получающимися из опыта при изучении химизма пород. На основании этих данных мы можем и должны судить о тех характерных признаках химизма пород, которые должны быть положены

в основу и классификации химических составов горных пород, и тех выводов, которые можно сделать из сравнения химических составов горных пород между собой. Поэтому-то, несмотря на условность существующего способа представления химических составов горных пород, нам необходимо начать с систематического обзора роли порообразующих окислов в минералах.

Предварительно следует вспомнить основные положения об атомной структуре порообразующих минералов, о которых мы знаем на основании анализа их с помощью рентгеновских лучей. Здесь нам придется коснуться только некоторых свойств, важных для наших целей изучения химизма горных пород.

НЕКОТОРЫЕ ВАЖНЫЕ ДЛЯ ПЕТРОХИМИИ ОСОБЕННОСТИ АТОМНОГО СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ВООБЩЕ

Как известно, согласно существующим представлениям, в неорганических соединениях небольшие по размерам катионы окружены группами кислородных (или других) анионов, располагающихся некоторым правильным образом. Очень важной особенностью при этом является то, что правильное расположение анионов вокруг катионов всегда имеет место, если даже оно не требуется симметрией кристалла. Это есть следствие того, что анионы имеют одинаковый размер, значительно больший, чем окружаемые ими катионы. Они располагаются вокруг последних в возможно более тесном расположении, и понятно, что наиболее тесное расположение их, как соприкасающихся равных шаров, приводит к некоторому правильному расположению их с катионом в середине. Наоборот, правильное расположение катионов вокруг аниона не всегда имеет место, так как эти маленькие катионы не соприкасаются один с другим.

Далее мы знаем, что в кислородных соединениях число атомов (анионов) кислорода вокруг какого-либо катиона является характерным для этого катиона. Следующее расположение является типичным.

- a) Три кислорода по углам правильного треугольника для бора В.
- b) Четыре атома кислорода в вершинах тетраэдра: вокруг кремния Si; вокруг алюминия Al (особенно для ряда алюмосиликатов); иногда железа Fe, магния Mg, марганца Mn, также бериллия Be, бора В и др.
- c) Шесть кислородных атомов по углам октаэдра для алюминия Al; железа Fe, магния Mg, марганца Mn, кобальта Co, никеля Ni, хрома Cr, титана Ti, лития Li, кальция Ca и др.
- d) Более обширные группы кислорода вокруг крупных катионов, как, например, натрия Na, калия K, кальция Ca, стронция Sr, бария Ba, циркония Zr. Число кислородных анионов может быть от 7 до 12. Эти более крупные группы могут быть менее правильными.

Структура тетраэдрическая и октаэдрическая столь правильны по своей форме, что их можно рассматривать как основные единицы в структурах. Они являются как бы обособленными петлями или звеньями, из которых построена сложная структура решетки. Но понятно, такие группы не являются законченными сами по себе постройками. Какой-либо из атомов кислорода в такой группе является частью двух или более таких групп. Вершины тетраэдров, будучи общими, связывают по несколько таких основных форм и, таким образом, образуют всю решетку.

Химические свойства кристаллического соединения не определяются, однако, только одним расположением анионов и катионов, образующих его решетку. Эти свойства определяются электростатическими силами, связывающими всю постройку, и здесь имеет значение следующее.

Атомы в кристаллической решетке можно рассматривать как ионы с характерными электрическим зарядом и ионным радиусом. Конфигурация структуры такова, что потенциальная энергия имеет минимальное значение. Эта энергия главным образом электростатическая. Химический закон валентности удовлетворяется, когда общие положительный и отрицательный заряды равны, но это не достигается соединением попарно положительных и отрицательных атомов в структуре. Каждый положительный заряд окружен некоторым числом отрицательных и наоборот; другими словами — «молекул» не существует. Мы должны рассматривать положительную валентность катиона как распределенную поровну между окружающими анионами, число которых определяется не валентностью катиона, а относительными размерами аниона и катиона. Паулингом было установлено такое правило:

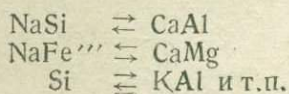
«Разделим валентность данного положительного иона на число окружающих отрицательных ионов; полученное частное представляет долю положительного иона в насыщении валентности каждого отрицательного иона. Если мы теперь рассмотрим данный отрицательный ион, то найдем, что сумма долей, приходящихся ему от его окружающих положительных ионов, равна или приблизительно равна его валентности».

Как указывает Брэгг, это правило можно наглядно представить в виде электростатической картины фарадеевских линий сил. Линии сил выходят из положительного иона в числе, пропорциональном его валентности, и они должны кончаться в окружающих отрицательных ионах. Мы распределяем эти линии сил поровну между координированной группой окружающих отрицательных ионов. Если правило Паулинга выполнено, то отрицательный ион получает как раз приходящуюся на него полную долю линий сил от положительных ионов, которые непосредственно его окружают. Линиям сил не нужно пересекать атомную структуру для того, чтобы достигнуть отрицательного иона, противоположного исходному положительному. Легко видеть, что это условие отвечает минимальному значению электростатической потенциальной энергии, так как линии сил, протягиваясь только между ближайшими соседними ионами, получают наиболее короткими и электрическое напряжение ограничивается наименьшим возможным объемом.

Из этого простого правила вытекают важные следствия, определяющие основные принципы химии минералов. Для нас сейчас особенно важно значение его по отношению к химизму алюмосиликатов. В целом ряде алюмосиликатов связаны тетраэдрические группы, содержащие в центре кремний и алюминий. В кислороде, связанном и с кремнием, и с алюминием, на основании этого правила четверть валентности остается ненасыщенной. Эта доля валентности не может быть уравновешена Mg или Fe в октаэдрическом расположении анионов кислорода около Mg или Fe, так как это потребовало бы одну треть валентности ($2/6 = 1/3$) от каждого из этих ионов кислорода, а не четверть. Однако остающаяся четверть валентности кислородного иона, связывающего Si и Al, может быть уравновешена, когда в структуру входят крупные одновалентные или двухвалентные ионы. Будучи окружены 8 или более атомами кислорода, они, естественно, связывают меньшую долю валентности. Поэтому мы встречаем среди оснований таких алюмосиликатов K, Na, Ca, но не встречаем Mg или Fe. Это основное различие рода K, Na и Ca, с одной стороны, и Mg и Fe, — с другой, в химической конституции силикатов является основным положением для химии изверженных горных пород.

Представление об атомном строении минералов по-новому осветило уже отмеченное выше непостоянство их состава, именно те изоморфные замещения, которые так широко распространены среди породообразующих минералов. Такие минералы рассматривались как смеси некоторых идеальных химических соединений. Мы можем теперь считать такое представление в известной мере условным. Молекулы не существуют в структурах минералов, представляющих непрерывные решетки атомов. В минералах перемен-

ного состава происходит замена одних атомов или групп атомов другими. Возможность такой изоморфной подстановки более зависит от размеров ионов, чем от их валентности. Наиболее простые случаи мы имеем, когда ионы равны и по размерам и по валентности, например, Mg^{2+} и Fe^{2+} . Но также хорошо известно, что изоморфное замещение натрия кальцием и наоборот гораздо более распространено, чем натрия калием. Na и Ca имеют одинаковые ионные радиусы, тогда как у K он гораздо крупнее. Хотя Ti и Si оба четырехвалентны, Ti всегда встречается в шестерной координации подобно Al и Mg, но никогда не в четверной подобно Si. Поэтому объединение титанатов и силикатов, как это нередко делается в минералогии, надо признать совершенно условным. Замена ионов различной валентности всегда подчиняется условию, чтобы общая положительная и отрицательная валентность была уравновешена. Отсюда вытекают такие замещения:



О СТРУКТУРЕ СИЛИКАТОВ

Главными минералами, образующими изверженные горные породы, являются силикаты. Их структуры надо рассмотреть прежде всего.

В этих структурах самой прочной является связь кремния и кислорода, и расположение атомов кремния и кислорода можно рассматривать как скелет в структуре силикатов. Структуры силикатов отличаются от структур солей, образованных из металлических ионов и кислотных радикалов. Силикаты занимают некоторое промежуточное положение между типичными солями, с одной стороны, и комплексными окислами, такими как, например, шпинель или глинозем, — с другой. Мы можем рассматривать эти сложные кремнекислородные каркасы как кислотные радикалы, если представим себе только, что они могут существовать в этом виде в твердом состоянии, но мы должны отбросить представление о силикатах как о соединениях металлического иона и кислородного радикала в обычном смысле, как это имеет место для солей анионов SO_4^{2-} или CO_3^{2-} .

Во многих силикатах кремний может быть в некотором количестве замещен алюминием. От этого изменяется отношение кремния к кислороду, но мы можем рассматривать этот алюминий вместе с кремнием как часть каркаса. Мы видели, однако, что такая замена кремния алюминием связана с существенными изменениями в химизме атомной постройки, и между простыми силикатами и алюмосиликатами с этой точки зрения имеется глубокое различие. Во всех структурах силикатов атом кремния располагается между четырьмя атомами кислорода. Это расположение весьма характерно, и связь между Si и O настолько прочна, что 4 атома кислорода всегда располагаются по вершинам тетраэдра почти постоянного размера и правильной формы какова бы ни была остальная часть структуры атомной постройки. Расстояние между Si и O равно около 1.6 А, а между двумя атомами кислорода — около 2.6 А.

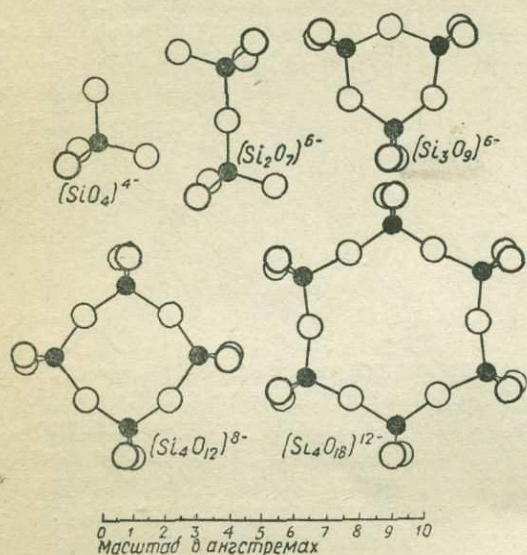
Различные типы кремнекислородного каркаса в силикатах получаются вследствие соединения между собой этих кремнекислородных тетраэдров наподобие полимеризации. Одним крайним случаем будет отдельная группа SiO_4^{4-} , как, например, в оливине, другим — когда каждая из вершин тетраэдра связана с вершиной другого в соседней группе, как это имеет место в кварце и других минералах группы кремнезема. Так как в этом случае каждый из атомов кислорода в тетраэдрической кремнекислородной группе приходится на два атома кремния, то формула кристаллической решетки свободного кремнезема будет SiO_2 .

Это предельный случай отношения кислорода к кремнию. Другим предельным случаем будет, как мы только что видели, отношение кислорода к

кремнию 4:1. Промежуточные величины отвечают различным типам связей кремнекислородных тетраэдров между собой.

Различаем следующие типичные формы кремнекислородных структур.

а) Отдельные группы SiO_4 . Такие группы находятся в так называемых ортосиликатах. Из них сейчас важно отметить оливин $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, также ZrSiO_4 . Четыре атома кислорода, окружающие атом кремния, здесь не связаны ни с каким другим атомом кремния. Каждый имеет отрицательную валентность -1 , которая должна быть уравновешена металлическими катионами (фиг. 7).



Фиг. 7. Формы отдельных кремнекислородных групп.

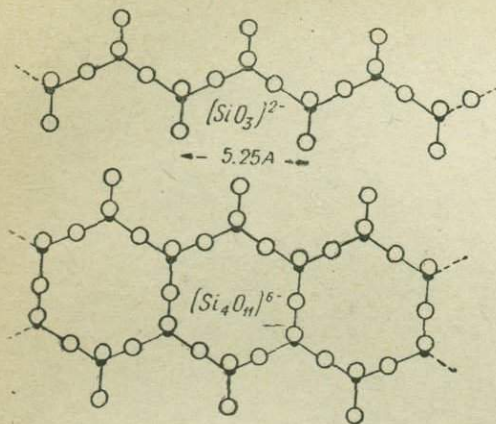
гой в виде бесконечного ряда. Два кислорода в каждом тетраэдре связывают атомы кремния и потому инертны. Два остаются активными. Такие соединения отвечают тому, что называется метасиликатами, но как мы видим, в них нет отдельных групп SiO_3 .

В другом типе цепочка состоит как бы из двух цепочек первого типа, связанных между собой посредством атомов кислорода, находящихся в вершинах каждого кремнекислородного тетраэдра. Эти два типа представлены на фиг. 8 и 10. Верхний из них отвечает пироксенам, нижний — амфиболам.

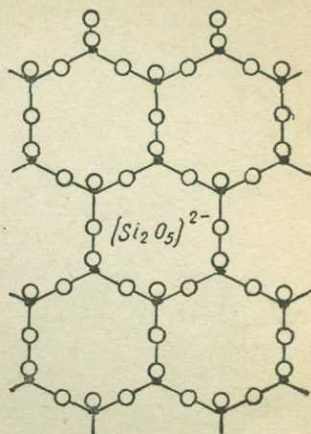
д) Кремнекислородные листы. При соединении трех вершин каждого тетраэдра с вершинами соседних образуется лист. Простейшая и самая обычная форма такого листа представлена на фиг. 9. Этот лист может быть получен, если продолжать дальше ту же операцию соединения кремнекислородных цепочек, которая привела нас от пироксеновой цепочки к амфиболовой. Такие кремнекислородные листы лежат в основе структуры разнообразных пластинчатых минералов, в том числе слюды и талька. В слюде часть кремния замещена алюминием соответственно формуле $(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})$. Кремнекислородные листы связываются между собой металлическими катионами, располагающимися между ними. Существуют и другие формы листов, но они не имеют существенного значения для изверженных пород.

е) Непрерывный каркас из связанных между собой тетраэдров, имеющий три измерения (в пространстве). Такой каркас мы находим прежде всего в кварце, тридимите и кристобалите. Далее некоторая часть атомов кремния может быть заменена атомами алюминия, и тогда равновесие в структуре должно быть уравновешено вхождением металлических катионов — мы имеем алюмосиликаты, столь распространенные в изверженных породах.

Тетраэдрические группы, связанные в рассматриваемой структуре всеми вершинами, обуславливают формулу $(Si, Al)_n O_{2n}$, как это мы видим, например, в полевом шпате $NaAlSi_3O_8$ (фиг. 11). Этот тип структур объединяет силикатные минералы изверженных горных пород. В некоторых случаях

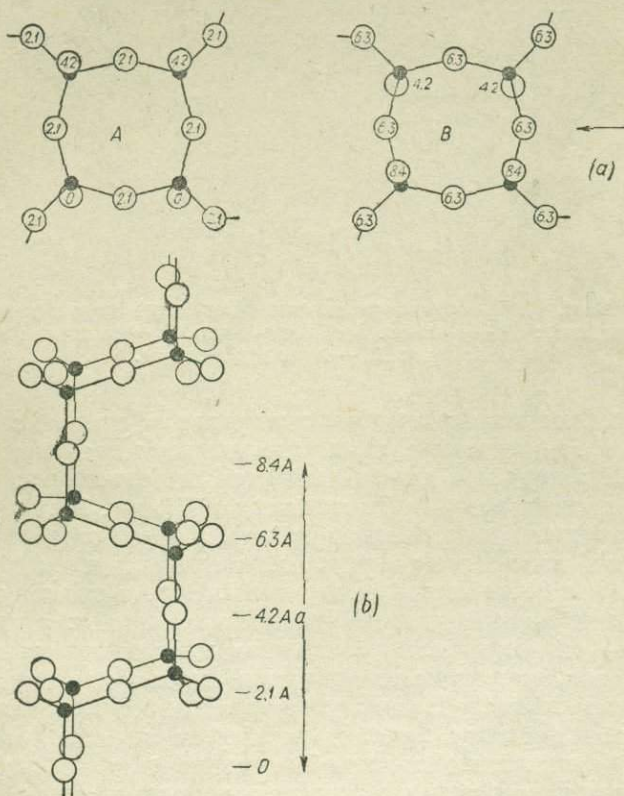


Фиг. 8. Формы кремнекислородных цепочек.



Фиг. 9. Гексагональный тип кремнекислородного листа.

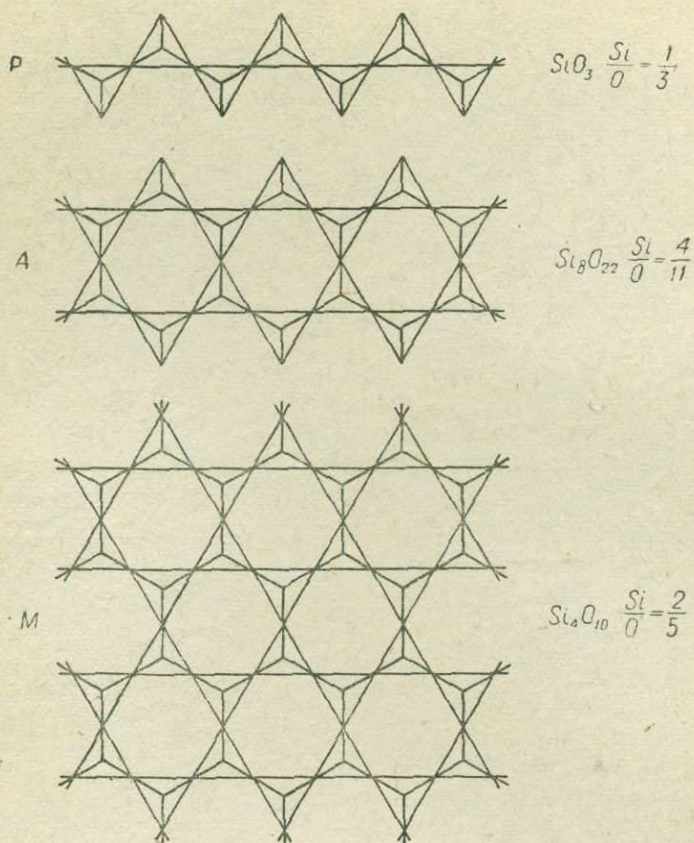
в промежутках структуры размещаются такие группы, как $NaCl$, $CaCO_3$ и др. (в содалите, канкрините и т. д.).



Фиг. 10. Существенные особенности структуры полевых шпатов: *a* — звенья из четырех кремнекислородных тетраэдров; *b* — цепочки, образованные из соединения этих звеньев.

Если вспомнить ту роль, которую играют в изверженных породах различные силикаты, то мы заметим чрезвычайно интересное соотношение

между этой ролью их как породообразующих минералов и их атомной структурой. Мы видим наиболее простую структуру в оливине, обыкновенно образующемся в породах в виде первых выделений и представляющем крайний тип фемических минералов. Усложнение атомной структуры в форме



Фиг. 11. Сравнение кремнекислородных структур цветных минералов: P — цепочка типа пироксена; A — цепочка типа амфибола; M — лист типа слюды.

появления цепочек кремнекислородных тетраэдров приводит нас сначала к пироксенам (P), а потом при дальнейшем усложнении этих цепочек — к амфиболам (A). Переходя при дальнейшем усложнении структур от цепочек к листам, мы переходим от амфиболов к слюдам (M, фиг. 11). Мы видим таким образом замечательный параллелизм между, с одной стороны, последовательно идущим в одном и том же направлении усложнением атомной структуры минерала и, с другой стороны, хорошо известным каждому петрографу правильным изменением характера цветного минерала: пироксены → роговые обманки → слюды, прослеживаемым во многих изверженных горных породах. Наконец, пространственный кремнекислородный каркас, лежащий в основе структуры, объединяет все силикатные минералы, представляющие и с точки зрения химизма горных пород единую группу.

Мы ограничимся этими краткими общими замечаниями о структуре силикатов и перейдем теперь к систематическому рассмотрению составных частей изверженных горных пород. Так как химический состав горной породы принято изображать в виде процентного содержания разных окислов, и в этом виде мы имеем все данные о химизме изверженных горных пород, то представляется наиболее рациональным в этом же порядке расположить наш обзор.

Глава II. ОБЗОР СОСТАВНЫХ ЧАСТЕЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД В ПОРЯДКЕ ЦИФР АНАЛИЗА

КРЕМНЕЗЕМ SiO_2

Кремнезем в свободном виде и силикаты, в состав которых он входит, вместе составляют более 90% всей массы изверженных горных пород. Содержание кремнекислоты в изверженных породах колеблется от 24 до 80%, исключительно редко выходя за пределы этих цифр. Содержание SiO_2 ниже 40% бывает уже редко. В аплитах, особенно богатых кремнеземом, содержание последнего может подниматься и несколько выше 80%. Легко видеть, что в породах кислых, в которых присутствует свободный кремнезем в виде кварца, содержание кремнекислоты обычно должно быть выше 65%.

В самом деле, в таких породах мы имеем смесь щелочного полевого шпата, кварца и небольшого количества цветных минералов. В смеси равных количеств ортоклаза и альбита содержится 67% SiO_2 , примесь олигоклаза (62% SiO_2), небольшая примесь слюды (35—40% SiO_2), роговой обманки (50% SiO_2) или пироксена (55—60% SiO_2) понижает несколько эту цифру, но содержание кварца, наоборот, ее повышает. В породах, не содержащих кварца, содержание кремнезема связано с характером полевого шпата. В щелочных сиенитах мы имеем те же щелочные полевые шпаты и небольшое количество цветных минералов; содержание SiO_2 в такой смеси может быть только немного ниже 65%. Средний состав таких сиенитов дает величину 62%. Собственно сиениты, лишенные кварца, обнаруживают содержание 55—63% SiO_2 . В анортозитах, состоящих главным образом из известковистого (основного) плагиоклаза, содержание SiO_2 45—53%. В габбро мы имеем смесь основного плагиоклаза с пироксенами, которые сами содержат 45—60% SiO_2 . Поэтому прибавление их может и не понижать содержание SiO_2 , и в большинстве габбро, норитов и пироксенитов мы имеем близкое содержание 45—55% SiO_2 . Оно сильно понижается, когда в породе заключено много рудных минералов: магнетита и ильменита. В нефелиновых сиенитах и фонолитах, состоящих из щелочного полевого шпата (68% SiO_2), нефелина (43% SiO_2) или лейцита (55% SiO_2) и некоторого количества цветных минералов, содержание кремнезема около 55—60%, но оно падает по мере возрастания содержания нефелина, а при появлении меланита, оливина, мелилита и рудных минералов опускается до 40% в ийолитах и даже до 35% и ниже в некоторых мелилитовых породах. В перидотите содержание SiO_2 от 35% снижается по мере увеличения в составе породы количества рудных минералов.

В свободном виде кремнезем встречается в изверженных горных породах, как известно, в виде α - и β -кварца, α - и β -тридимита и α - и β -кристобалита. Кварц, тридимит и кристобалит существенно отличаются по структуре своей решетки, а их α - и β -модификации различаются лишь некоторым смещением слагающих структуру кислородных тетраэдров, причем более высокотемпературная форма (β) отличается от более низкотемпературной (α) более высокой симметрией. Так, например, α -кварц обладает тригональной осью симметрии, а β -кварц гексагональной; низкотемпературный тридимит — ромбический, а высокотемпературный тридимит —

гексагональный. Низкотемпературный кристобалит — только псевдокубический (вероятно, ромбический), высокотемпературный кристобалит — кубический. В изверженных горных породах иногда можно обнаружить следы превращения β -кварца в α -кварц. Тридимит и кристобалит встречаются в излившихся горных породах современных или вообще молодых. Эти минералы мало заметны, когда они входят в основную массу порфировой породы, и до недавнего времени нередко упускались из виду при исследовании этих пород. Форма нахождения кварца в древних излившихся породах иногда заставляет предполагать об образовании его путем превращения в кварц тридимита или кристобалита.

Выделение свободной кремнекислоты из магмы может происходить в том случае, если содержание SiO_2 настолько высоко, что щелочей и других менее активных оснований недостаточно для образования соединений со всем количеством SiO_2 . В таких случаях кварц может выделяться в породах, содержащих всего 46% SiO_2 и даже меньше. Существенное значение для образования кварца в изверженных породах имеет наличие минерализаторов.

В некоторых случаях в относительно богатых кремнеземом изверженных породах, содержащих стекло, избыток кремнекислоты может заключаться в этом стекле и может быть обнаружен путем расчетов минералогического состава, тогда как в породе отсутствуют кварц или другие минералы, представляющие свободный кремнезем. В этом случае говорят о скрытом кварце. В других случаях кварц присутствует в такой породе, в которой по расчету его не должно было бы быть, — это так называемый реакционный кварц, обязанный обычно своим присутствием явлениям инконгруэнтного плавления некоторых минералов.

Обращаясь к тем соединениям, в которых SiO_2 входит в состав горной породы, не трудно заметить следующие особенности, связанные с химическими свойствами других элементов, образующих эти соединения. Мы видим прежде всего, что простые силикаты в изверженных породах представляют соединения, в состав которых входят небольшие катионы с менее резко выраженным щелочным характером их окислов, именно Mg^{++} и Fe^{++} . Для этих оснований мы имеем как ортосиликаты (оливин), так и метасиликаты (ромбический пироксен). Для метасиликатов характерным различием для соединений железа и магния является то, что силикат FeSiO_3 неустойчив в чистом виде, а входит только в изоморфной смеси с MgSiO_3 .

Среди простых силикатов, в которые входит более крупный ион кальция, окись которого является более щелочным основанием, мы не встречаем в изверженных породах ортосиликатов; не встречается и чистого метасиликата кальция, а известковый силикат входит вместе с метасиликатом магнезии и железа в состав двойных солей (диопсид, геденбергит и другие моноклинные пироксены и роговые обманки). Необходимо и здесь опять отметить различие содержащего магний диопсида от содержащего железо геденбергита: именно диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ может быть получен кристаллизацией из расплава, тогда как геденбергит устойчив только ниже температуры 750—800°; выше этой температуры могут существовать твердые растворы FeSiO_3 в CaSiO_3 (воластоните), обладающем другой кристаллической решеткой, не свойственной минералам изверженных горных пород.

Из соединений кремнезема, в состав которых входит известь, гораздо более обычен алюмосиликат извести — анортит.

Что касается силикатов, в состав которых входят еще более щелочные катионы, калий и натрий, то они уже исключительно представлены алюмосиликатами, относительно редок феррисиликат натрия. Простых силикатов щелочей в изверженных горных породах мы не встречаем. Калиевыми алюмосиликатами являются ортоклаз с эмпирической формулой $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ и лейцит $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$; натриевыми алюмосиликатами — альбит $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ и нефелин $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$. Соединения натрия, отвечающие формуле лейцита, представляют жадеит $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$,

но он отличается своей кристаллической решеткой и не свойственен изверженным породам. Вместо того мы здесь встречаем упомянутый выше аналогичный ему феррисиликат — эгирин $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$. Анальцит $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$ содержит воду, но в некоторых отношениях является в изверженных породах аналогом лейцита, с которым он сходен и по своей кристаллической решетке.

Слюды, как мы видели, по своему атомному строению представляют в известном смысле промежуточный тип соединений между алюмосиликатами и простыми силикатами. Они, как правило, свойственны более богатым SiO_2 горным породам.

ГЛИНОЗЕМ Al_2O_3

Содержание глинозема, составляющее во всей массе изверженных пород в среднем 15,5%, в различных изверженных горных породах колеблется от 0 до 20%, очень редко до 28% и в исключительных случаях превышает это число. В кислых породах, состоящих главным образом из ортоклаза (18,5% Al_2O_3), альбита (19,5% Al_2O_3), также мусковита (38% Al_2O_3) и биотита (в среднем около 12% Al_2O_3), валовое содержание глинозема не должно опускаться значительно ниже 15—20%, понижаясь с повышением содержания кварца. В гранитах оно 12—15%, в сиенитах большей частью выше 15%. Прибавление анортита (37% Al_2O_3) теоретически повышает содержание глинозема, но обычно содержание основных плагиоклазов сопровождается увеличением количества цветных минералов, не содержащих глинозема или бедных им. Поэтому при возрастании основности породы содержание глинозема меняется мало. Кривая изменения в содержании глинозема в зависимости от содержания кремнекислоты обычно имеет вид слабо выпуклой вверх, на значительном протяжении идущей почти горизонтально. Возрастание количества рудных минералов и убывание полевого шпата в основных породах ведут к понижению содержания глинозема, которое спускается почти до 0 в бесполовошпатовых породах. Особенно высокое содержание глинозема (до 30—33%) мы встречаем в анортозитах, если не считать пород, содержащих корунд, где Al_2O_3 может превышать 70%. Очень низкие величины содержания Al_2O_3 мы встречаем в щелочных горных породах, в которых много эгирина. Здесь глинозем как бы заменяется окисью железа. Но вообще содержание Al_2O_3 в щелочных породах довольно высокое: около 20% в нефелиновых сиенитах и до 28% в уртите.

Глинозем очень редко находится в изверженных породах в свободном состоянии в виде корунда, сравнительно редко мы встречаем алюминаты, представленные шпинелями, а в подавляющем количестве глинозем входит в состав алюмосиликатов. Как мы видели, алюмосиликаты образуют около $\frac{2}{3}$ общей массы изверженных пород.

Свободный глинозем, кристаллизующийся в виде корунда, выделяется из искусственных расплавов при недостатке кремнекислоты. В случае достаточного количества последней из силикатовых расплавов вместо корунда выделяется силикат глинозема. В природе, в изверженных породах корунд встречается в породах, состоящих из полевого шпата: в кыштымите, где полевым шпат близок к анортиту (корунд в кыштымите до 60%), в корундовом сиените и корундовом сиенит-пегматите (корунд до 20—30%, но обычно всего около 3%), состоящем, кроме примеси корунда, главным образом из щелочного полевого шпата, а также в плюмазите, состоящем из корунда и олигоклаза. Таким образом, корунд ассоциируется с самыми различными полевыми шпатами. Предполагают однако, что образование корунда в этих породах связано с процессами взаимодействия магматического расплава с окружающими бедными кремнеземом породами. Надо заметить, что магматическое происхождение кыштымита не может считаться строго доказанным. С типами месторождений корунда в указанных полевошпатовых породах связано также нахождение этого минерала в нефелиновых сиенитах. С другой стороны, корунд выделяется в некоторых бесполовошпато-

вых породах, именно в перидотитах. В корундсодержащих полевошпатовых породах корунд играет роль цветного минерала, местами вытесняясь слюдой.

Атомная структура корунда, как известно, имеет некоторое сходство со структурой шпинелей. Кислородные атомы располагаются примерно в наиболее плотной гексагональной упаковке. Между двумя последовательными слоями кислородных атомов располагаются катионы алюминия так, что каждый из них находится между шестью кислородными атомами. Таким образом, алюминий в корунде играет совсем другую роль, чем в алюмосиликатах, являющихся наиболее распространенными содержащими глинозем минералами изверженных горных пород.

Относительно химической структуры алюмосиликатов в свое время был предложен ряд различных теорий и ряд различных формул, выражающих эту структуру. В настоящее время мы знаем, что эти формулы не выражают какого-нибудь пространственного расположения атомов, образующих кристаллы алюмосиликатов. Они являются лишь символами, в той или иной мере отражающими химические свойства соединений, и в этом смысле они до сих пор сохраняют известное значение.

Мы видели уже, что в алюмосиликатах атомы алюминия как бы становятся на место атомов кремния, занимая место в центре кислородных тетраэдров¹. Таким образом, в этом случае в отношении структуры атомной постройки кристаллов алюминий играет ту же роль, что и кремний. Это находится в тесной связи с положением алюминия и кремния в периодической системе элементов и с близостью их ионных радиусов. Однако, как мы тоже видели, другая валентность иона алюминия, чем иона кремния, обуславливает глубокое отличие его в химических свойствах атомной постройки алюмосиликатов. Она требует участия в постройке положительного катиона щелочного металла К, Na или Ca, уравновешивающего избыток отрицательного заряда. В этом смысле мы можем говорить о существовании связи входящего в структуру алюмосиликата атома (иона) алюминия с атомами (ионами) указанных щелочных металлов. Рассматривая химические формулы алюмосиликатов изверженных горных пород, мы видим, что число входящих в них атомов алюминия легко определяется числом атомов (катионов) щелочных металлов или кальция.

Действительно, главными алюмосиликатами изверженных горных пород являются следующие:

| Al:Si | Калиевые (K) | Натриевые (Na) | Кальциевые (Ca) |
|-------|--------------------------|-------------------------|----------------------------|
| 1:3 | $KAlSi_3O_8$ ортоклаз | $NaAlSi_3O_8$ альбит | — |
| 1:2 | $KAlSi_2O_6$ лейцит | — | — |
| 1:1 | — | $NaAlSiO_4$ нефелин | $CaAl_2Si_2O_8$ анортит |

На каждый атом одновалентного щелочного металла К или Na мы имеем один атом алюминия, а на каждый двухвалентный атом кальция алюмосиликатов — два атома алюминия.

В первом из написанных рядов (в ортоклазе и альбите) $\frac{1}{4}$ атомов кремния в кремнекислородных тетраэдрах заменена алюминием и в решетку вошло столько же атомов (катионов) щелочных металлов, во втором ряду (лейцит) $\frac{1}{3}$ атомов кремния заменена алюминием и в третьем ряду — $\frac{1}{2}$, причем в натриевом алюмосиликате в структуру вошло число атомов натрия, равное числу атомов алюминия, а в кальциевом алюмосиликате в соответствии с двойной валентностью кальция — вдвое меньшее число атомов кальция, чем атомов алюминия.

Главнейшими алюмосиликатами изверженных горных пород являются полевые шпаты. Лишь недавно более или менее выяснена атомная структура этих минералов. Кремнекислородный каркас полевых шпатов можно

¹ Далее мы встретимся и с другой ролью алюминия в силикатах.

представить как постройку трех измерений, образованную соединением ряда цепочек, каждая из которых состоит из звеньев, образованных четырьмя тетраэдрами; два из этих тетраэдров, поставленные рядом, обращены вершинами вверх, а два других — вершинами вниз, как это показано на фиг. 10а (А и В). Соединение этих звеньев дает цепочку, изображенную на фиг. 10б, и из этих цепочек, располагающихся вдоль осей $[100]$ кристалла, сложен весь кремнекислородный каркас. Одна четверть (в щелочных полевых шпатах) или одна половина (в анортите) атомов кремния в тетраэдрах заменена атомами алюминия, но рентгеновский анализ не дает возможности различать их и расположение атомов алюминия не ясно. Несомненно, однако, что оно должно подчиняться симметрии кристалла. В образованном таким способом каркасе из тетраэдров получаются относительно крупные полости, внутри которых и помещаются крупные ионы Na, K, Ca, связанные в кристаллической решетке с другими атомами электростатическими силами, как об этом сказано было выше.

Другие алюмосиликаты изверженных пород также построены из кремнекислородных тетраэдров, в которых часть атомов кремния заменена атомами алюминия и в которых равновесие электростатических сил достигается вхождением в структуру катионов Na в нефелине или K — в лейците. Несмотря на простоту химической формулы нефелина, атомные структурные ячейки его очень сложные. Одна ячейка соответствует восьми молекулам $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. В структуре имеется сходство со структурой кристобалита. Атомная структура лейцита еще недостаточно выяснена, она, повидимому, сходна со структурой анальцима, ячейка которого включает 32 кислородных тетраэдра и 16 тетраэдров, где кремний замещен алюминием.

Необходимо отметить еще и иную роль атомов алюминия в силикатах, чем та, с которой мы встречались в алюмосиликатах, рассматривавшихся нами до сих пор. Ее мы видим в слюдах. Слюды образованы листами кремнекислородных тетраэдров. Эти листы попарно соединяются атомами алюминия, находящимися здесь в шестерной (октаэдрической) координации, подобно тому, как находятся здесь атомы магния или железа.

Химические свойства алюмосиликатов, на основании которых строились различные структурные химические формулы этих соединений, выводились главным образом на основании изучения реакций алюмосиликатов как в лаборатории, так и в природе. В. И. Вернадский в особенности обратил внимание на характер разложения алюмосиликатов в поверхностных слоях земной коры, где алюмосиликаты превращаются в глины, частью в серицит. Отсюда было сделано заключение о прочной связи глинозема с кремнеземом в этих соединениях и о существовании в них так называемого каолинового ядра. В известной мере представление о каолиновом ядре может быть сравниваемо с постройками из кремнекислородных тетраэдров, в которых часть кремния заменяется алюминием. Однако, как мы видели, атомные структуры каолиновых минералов существенно отличаются от структуры алюмосиликатов, продуктом разложения которых является каолин. Необходимо также отметить, что представление о прочной связи кремнезема и глинозема в алюмосиликатах справедливо только для реакций, происходящих в земной коре при низких температурах, вблизи земной поверхности. При изучении химизма изверженных горных пород больший интерес представляют реакции алюмосиликатов при высоких температурах. В этих условиях связь между кремнеземом и глиноземом далеко не представляется такой прочной, как в этом можно убедиться довольно простыми опытами.

Если, например, нагревать нефелин с MgO , то при температуре спекания в спекшейся массе образуются многочисленные кристаллики форстерита Mg_2SiO_4 , а путем выщелачивания из нее можно извлечь алюминат натрия. Подобная же реакция при спекании нефелина с известью в больших размерах была предложена в технике для получения алюминия из нефелина. При более высоких температурах, сплавляя MgO с нефелином, мы получим кристаллизующимися из сплава форстерит и шпинель.

Мы видим в этих простых опытах, что связь между глиноземом и кремнеземом здесь разрушается. При температуре спекания еще как будто сохраняется связь глинозема с щелочью; при более высоких температурах происходит дальнейшая перегруппировка в атомных постройках. Таким образом, прочность связей в различных атомных постройках и различные реакции алюмосиликатов изменяются в различных условиях температуры и, вероятно, давления.

Необходимо еще иметь в виду, что в магматических расплавах присутствуют растворенные вода и другие минерализаторы, несомненно влияющие на характер реакций, происходящих в магме, и это также может иметь существенное значение для химизма горных пород.

Своеобразная роль алюминия, выражающаяся в свойствах алюмосиликатов, а также в алюминатах, представленных в характерных для высокой температуры минералах группы шпинелей, находится в связи с положением алюминия в периодической системе — промежуточном между Si и основными металлами первых двух групп и притом в средней части таблицы. Близкий по размерам к иону Si ион алюминия, как мы видели, иногда заменяет первый в атомных постройках кристаллов. В химическом отношении глинозем входит в природные соединения в ассоциации с окислами элементов, помещающихся в периодической таблице как справа от него (Si), так и слева; при этом в этих ассоциациях сохраняется то кислотный, то основной характер ассоциированного с глиноземом окисла. Соединения Al_2O_3 «наименее щелочных оснований» MgO- и FeO-шпинели имеют нейтральный характер и встречаются в виде самостоятельных минералов.

ОКИСЬ ЖЕЛЕЗА Fe_2O_3

Трехвалентный ион железа по своим размерам, как мы видели, близок по размеру к иону алюминия. Он крупнее последнего в $\frac{7}{6}$ раза (т. е. на $\frac{1}{6}$ его величины). Это обстоятельство и особенно сходство в поведении Fe_2O_3 и Al_2O_3 при реакциях, употребляемых в аналитической химии, послужило к тому, что иногда «полуторные окислы» рассматриваются как некоторая естественная группа в химизме изверженных пород. Такое представление является, однако, грубой ошибкой. В изверженных горных породах роль Fe_2O_3 резко отлична от роли глинозема. Во всей массе изверженных пород Fe_2O_3 составляет около $\frac{1}{10}$ количества глинозема.

Особенно высокое содержание окиси железа мы находим в породах, богатых магнетитом (в магнетите 31% FeO и 69% Fe_2O_3). Содержание Fe_2O_3 повышено также в эгириновых породах. Следует заметить, что отношение FeO: Fe_2O_3 в изверженных породах часто колеблется от вторичных причин и мало характерно. Особенно богатыми магнетитом породами являются известные натровые сиенитовые порфиры Кируны, известны также такие породы на Мадагаскаре; в Колорадо наблюдался базальт, содержащий 56% рудных минералов, главным образом магнетита.

Наиболее обычным видом нахождения Fe_2O_3 в изверженных породах является участие его в составе магнетита, который, как относящийся к группе шпинелей, можно до известной еще степени сопоставлять с другими минералами этой группы. Атомная структура шпинелей, относящаяся к правильной системе, сравнительно проста, и в основе ее мы имеем расположение атомов в чередующихся группах в октаэдрической и тетраэдрической упаковке.

Вместе с магнетитом в изверженных породах находится также и ильменит, особенно в щелочных и осадочных породах.

Гематит в изверженных породах редок, встречаясь иногда в богатых щелочами кислых породах.

Феррисиликат натрия — эгирин $NaFeSi_2O_6$ имеет химическую формулу, подобную формуле алюмосиликата — лейцита, но он, как известно, резко отличается от последнего своим строением и ролью в изверженных породах.

Атомное строение его, насколько показывают порошковые рентгенограммы (дебайеграммы), сходно со структурой других пироксенов, и мы имеем ряд изоморфных смесей эгирина—диопсид.

Эгирин и его твердые растворы выделяются в породах, богатых щелочами и при недостатке глинозема, нужного для образования алюмосиликата натрия. Заметим, что эгирин не получается прямо из расплава, отвечающего ему по составу, и при плавлении разлагается, выделяя Fe_2O_3 .

Феррисиликат калия можно видеть в крайнем члене железистых биотитов («монрепит»), характерном, между прочим, для рапакиви гранита. Присутствие такого феррисиликата с химической точки зрения можно усмотреть в составе других железистых слюд. В щелочных и притом богатых известью породах иногда встречается известково-железистый гранат, который является феррисиликатом извести, но вообще гранаты в изверженных горных породах редки, будучи мало устойчивыми в магматических условиях.

Как мы видим, Fe_2O_3 входит в состав цветных фемических минералов изверженных пород, в противоположность глинозему, являющемуся характерной составной частью минералов салических.

Следует отметить еще одно характерное свойство железистых цветных минералов. В них нередко чрезвычайно легко происходит окисление FeO в Fe_2O_3 и обратно без нарушения индивидуальности минерала. Так, зеленые обыкновенные роговые обманки, содержащие в своем составе FeO , при нагревании переходят в буро-красные базальтические роговые обманки, содержащие Fe_2O_3 . Подобное же превращение происходит и с биотитами. Температура этих превращений — около $700-800^\circ$.

ЗАКИСЬ ЖЕЛЕЗА FeO И МАГНЕЗИЯ MgO

Мы рассмотрим эти два окисла вместе ввиду большой близости в их поведении в изверженных породах. При таком совместном рассмотрении легче отметить и их различия.

Мы видели, что в среднем составе изверженных горных пород содержится FeO 3.8 %, а MgO 3.5 % (по Кларку). В кислых породах содержание как MgO , так и FeO незначительно. Высокое содержание MgO вместе с высоким содержанием CaO находим в габбро и норитах, в которых $MgO = 6-8$ % при $CaO = 8-10$ %. В пироксенитах с моноклинным пироксеном (с Урала) MgO до 15%, в пироксенитах с ромбическим пироксеном количество MgO еще возрастает (до 30%) и в дуните доходит до 46%.

Близость роли FeO и MgO в структурах породообразующих минералов связана с тем, что ионы Fe^{2+} и Mg^{2+} очень близки по размерам; радиус иона магния равен 0.78 А, а двухвалентного железа—0.83 А, т. е. последний больше первого только на $\frac{1}{16}$ его величины; вместе с тем одинаковы и их заряды. Это допускает почти полную замену иона одного элемента другим в кристаллических решетках минералов, и потому силикаты магния и железа играют почти одинаковую роль в химизме изверженных горных пород.

Из породообразующих силикатов магнезии и железа прежде всего надо упомянуть ортосиликаты — оливины — и метасиликаты — ромбические пироксены. Как уже указывалось, эти силикаты обладают простейшим атомным строением. В основе структуры оливинов лежат отдельные кремнекислородные тетраэдры. В пироксенах имеются простые цепочки кремнекислородных тетраэдров.

Относительное количество MgO и FeO в оливинах и ромбических пироксенах подвержено значительным колебаниям. В целом во всей массе изверженных горных пород весовое отношение $MgO:FeO$ почти равно 1:1 и молекулярное 2:1 (приблизительно). В различных горных породах оно меняется; при этом в железисто-магнезиальных силикатах относительное количество железа тем выше, чем порода кислее. Как редкость в некоторых щелочных породах оливин представлен почти чисто железистым фаялитом (76% FeO). В ромбических пироксенах содержание FeO может достигать 30%. В основ-

ных бесполовошпатовых породах, особенно перидотитах, возрастает относительное количество MgO , но мы имеем среди них гортонолитовые дуниты Южной Африки, где содержание закиси железа достигает 35% и даже выше.

Отмечая сходство роли MgO и FeO в изверженных горных породах, надо отметить и существенное различие. Метасиликат железа $FeSiO_3$ не может быть получен пирогенным путем. Он входит лишь в твердые растворы с метасиликатом магнезии, который в чистом виде представлен в форме таких минералов, как энстатит и клиноэнстатит (40% MgO), хотя они и не выделяются непосредственно из расплава, отвечающего им по составу (инконгруентное плавление). В связи с этим обстоятельством находится и та особенность, что магнезиальные оливины не могут быть получены из расплавов, содержащих избыток кремнезема. Этот избыток, реагируя с магнезиальным ортосиликатом, дает метасиликат. Железистый же оливин, фаялит, может кристаллизоваться в сплавах одновременно со свободным кремнеземом, кристаллизующимся в виде тридимита.

В изверженных горных породах для образования ортосиликата Mg и Fe , вообще говоря, необходим недостаток SiO_2 по отношению к количеству, нужному для образования метасиликата. Обыкновенно оливин встречается совместно с кварцем в изверженных породах. Однако в некоторых случаях он образуется в породах, содержащих в своем составе избыток SiO_2 , частью в виде скрытого кремнезема, как, например, в дацитах горы Шаста в Калифорнии. Железистые оливины нередко встречаются вместе с кварцем в сибирских траппах. Известно нахождение фаялита иногда даже в гранитах (рапакиви). Нахождение оливина совместно со свободным кремнеземом также объясняли действием растворенной в магме воды, связывавшей часть кремнезема в форме гидратов (H_4SiO_4), распадавшихся впоследствии с образованием кварца (или тридимита) и выделением воды. Нахождение оливина (фаялита) в литофизах кислых пород в таких же условиях, как и тридимит, приводят как указание в пользу такого способа образования оливина. Как уже сказано, фаялит и тридимит могут совместно встречаться и в искусственных сплавах, что также может объяснять совместное нахождение железистых оливинов и свободного кремнезема в изверженных горных породах.

С действием магматической воды и частью галоидов, накапливающихся в кислых магмах, связано очевидно появление сначала роговых обманок и далее железисто-магнезиальных слюд вместо оливина и метасиликатов.

Из очень богатых фтором расплавов роговые обманки и слюды были получены и при атмосферном давлении в хороших крупных кристаллах (Д. П. Григорьев).

Ромбические пироксены образуются при условии, если в магме достаточно кремнекислоты для насыщения всех прочих оснований как в виде простых силикатов, так и насыщенных аломосиликатов — полевых шпатов. В изверженных породах мы не встречаем ромбических пироксенов совместно с нефелином или лейцитом. Отдавая часть SiO_2 на образование вместо этих фельдшпатов соответственно натриевого или калиевого полевого шпата, метасиликаты магнезии и железа заменяются ортосиликатом — оливином. Но метасиликат, в котором наряду с магнезией и закисью железа присутствует известь — моноклинный пироксен (диопсид или авгит), встречается совместно с фельдшпатами.

Оливины, представляющие непрерывный ряд твердых растворов магнезиальных (форстерит 57% MgO) и железистых (фаялит 76% FeO) ортосиликатов, отличаются тем свойством, что они практически совсем не содержат в твердом растворе глинозема извести или других примесей. В метасиликатах, ромбических пироксенах, мы имеем иногда лишь небольшую примесь Al_2O_3 и др. Наоборот, моноклинные пироксены, типичным представителем которых является диопсид, содержат часто в виде твердых растворов разнообразные соединения атомов. В отношении атомной структуры диопсид, как и все пироксены, состоит из цепочек кремнекислородных тетраэдров. Цепочки идут параллельно оси [001] и связываются между собой

атомами кальция и магния, каждый из которых окружен шестью «активными атомами кислорода», т. е. такими, которые имеют одну только связь с кремнием, будучи с ними в октаэдрической координации. Решетка ромбических пироксенов отличается более высокой ромбической симметрией. Порошковые рентгенограммы диопсида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, эгирина $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$, жадеита $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, геденбергита $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ и разных авгитов сходны. Среди породообразующих минералов в щелочных породах очень характерны твердые растворы $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ с феррисиликатом $\text{NaFe}^{\text{III}}\text{Si}_2\text{O}_6$ — эгирином. Повидимому имеется непрерывный ряд диопсид — эгирин. Количество MgSiO_3 (клиноэнстатита), растворенного в диопсиде, может достигать 60% (так называемый энстатит-авгит). Количество глинозема в моноклинных пироксенах изверженных пород иногда достигает 9 и даже 20%. В какой форме содержится этот глинозем в решетке пироксена, не может считаться достаточно выясненным, так же как и содержание части Fe_2O_3 , заключающейся в пироксене и не входящей в его состав в виде $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$. В состав некоторых авгитов входит иногда окись титана в количестве до 3%.

Моноклинные амфиболы, также представляющие распространенные железисто-магнезиальные силикаты изверженных горных пород, обладают и более сложной атомной структурой, и более сложным химическим составом. Как уже упоминалось раньше, для их атомной структуры характерны кремнекислородные цепочки, образованные соединением двух пироксеновых цепочек, как это было показано на фиг. 8 и 11 А.

В химическом составе амфиболов мы наблюдаем еще более значительные колебания, чем у пироксенов, причем в состав их всегда входит некоторое количество OH или F .

Давно известно, что отношение $\text{MgO} : \text{CaO}$ в амфиболах выше, чем в пироксенах, именно около 3:1 вместо 1:1. Поэтому формулу простейшего из амфиболов — тремолита писали $\text{CaMg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$. Однако эта формула не подтвердилась рентгенографическими исследованиями. Последние в согласии с рассмотрением точных химических анализов заставляют принимать для тремолита состав, выражаемый формулой $(\text{OH})_2\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$. Это простейший из амфиболов. Для других мы должны допускать наличие ряда изоморфных замещений такого рода:

- 1) Al может замещать Si в цепочках до предела $\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}$,
- 2) Al или Fe^{III} может замещать ($\text{Mg}, \text{Fe}^{\text{II}}$) в шестерном расположении,
- 3) Fe^{II} , Mn, Mg могут полностью замещать друг друга,
- 4) Fe^{II} или Mg могут замещать Ca,
- 5) общее количество (Ca, Na, K) может увеличиваться от 2 до 3,
- 6) (OH) и F могут заменять один другой.

Берман и Ларсен в таком виде представляют общую формулу амфиболов с точки зрения атомной структуры:

$$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Na}, \text{K})_{0-1} \text{Mg}_1^{\text{IV}}(\text{Mg}, \text{Al})_4 (\text{Al}, \text{Si})_2 \text{Si}_6 \text{O}_{22} (\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2,$$

причем Fe^{II} и Fe^{III} могут замещать соответственно Mg и Al.

Этими замещениями обуславливаются широкие колебания в составе амфиболов, меняющиеся еще более, чем состав пироксенов. Присутствие щелочей для них более обычно, и оно также большей частью связано с нахождением в них трехвалентного железа подобно тому, как в эгирине (например в рибеките с приближенной формулой $2\text{NaFeSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{FeSiO}_3$), или алюминия (глаукофан, близкий к $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, в чистом виде, однако, свойственный не изверженным, а метаморфическим породам, подобно жадеиту). Однако для некоторых щелочных амфиболов эта связь щелочей с окисью железа или глиноземом отсутствует. Эмпирические химические формулы показывают в их составе избыток Na_2SiO_3 (в арфведсоните, коссирите, энigmatите). Как для пироксенов, так и для амфиболов существует определенная зависимость между составами минерала и той магмы, из которой он выделяется. Так, минералы, в составе которых большую роль играет группа $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$, образуются в породах, богатых щелочами, с относительно невысоким содержанием глинозема. Баркевикит свойственен щелочным породам, содержащим

вместе с тем достаточное количество извести, и т. д. Однако недостаточно знать состав магмы или валовой состав породы, чтобы по нему судить о составе пироксена или амфибола. На последний влияют и условия образования породы. Так как последние большей частью остаются неизвестными, то это и создает трудности определения минералогического состава по составу химическому.

Железисто-магнезиальные (темные) слюды с точки зрения атомной структуры представляют дальнейшее усложнение ее в том же направлении, в каком оно происходит от пироксенов к амфиболам. В последних мы имели соединение двух пироксеновых цепочек кремнекислородных тетраэдров. В слюдах эти цепочки соединяются в целые листы с гексагональной структурой ячеек между тетраэдрами (такой же, как в амфиболе). В каждом листе «активные» атомы кислорода обращены в одну сторону. По два листа соединяются между собой так, что эти активные атомы обращены внутрь и между ними и располагаются атомы алюминия, магния и железа в шестерной (октаэдрической) координации. Пары листов соединяются атомами калия с координационным числом 12. Гидроксильные группы располагаются в петлях с внутренней стороны листов кремнекислородных тетраэдров.

Наконец, говоря о закиси железа и магнезии в изверженных породах, надо упомянуть о том, что они входят в состав алюминатов и ферратов, представленных минералами группы шпинелей (в том числе магнетит), а также в состав таких редких, частью случайных минералов в изверженных породах как турмалин, кордиерит, гранат и др. Вместе с кальцием магний входит в состав относительно редкого алюмосиликата — мелилита.

ИЗВЕСТЬ CaO

Роль извести в химическом составе изверженных горных пород резко отличается от той роли, которую играют в них магнезия и закись железа. Хотя в диопсиде и других пироксенах, а также в амфиболах атомы кальция мы находим вместе с атомами магния и двухвалентного железа, однако только значительно меньшая часть всего кальция в изверженных породах встречается в этом виде. Из среднего состава всей массы изверженных горных пород мы можем видеть, что только около одной трети всего количества извести идет на образование простых силикатов подобно тому, как это имеет место для магнезии и закиси железа. Около 70% общего количества извести входит в состав алюмосиликата, играющего совершенно другую роль, чем простые силикаты. Уже давно поэтому петрографы разделяли общее количество извести на известь полевошпатовую (*chaux feldspathisable*, Мишель Леви) и известь свободную (*chaux libre*). Помимо того, свободная известь в изверженных горных породах совсем не образует таких соединений, в каких мы находим магнезию и закись железа. В этих условиях совершенно отсутствует ортосиликат извести, хотя из искусственных сплавов он получается. Даже ортосиликат извести и магнезии, монтичеллит CaMgSiO_4 , является минералом метаморфизма, не свойственным изверженным породам. Чуждым изверженным породам является и волластонит CaSiO_3 , который, хотя и причисляется минералогами к пироксенам, обладает иной атомной структурой.

Главная масса извести в изверженных породах идет на образование полевого шпата — анортита, образующего, как известно, непрерывный ряд твердых растворов с натровым полевым шпатом — альбитом. Эти твердые растворы (плаггиоклазы) являются главнейшими породообразующими минералами. В общей массе изверженных пород плаггиоклазы составляют около 45—47%, из которых 17% приходится на долю вещества анортита. Способность смешиваться с веществом калиевого полевого шпата у анортита ограничена.

Недавние исследования показывают, однако, что и крайние члены ряда плаггиоклазов, альбит и анортит, отличаются атомной структурой в том

отношении, что одна из осей элементарной ячейки анортита представляется удвоенной по сравнению с тем, что имеет место у альбита, а также и у ортоклаза. В кислых плагиоклазах (до андезина) мы имеем размеры элементарной ячейки близкими к тем, что у альбита, но уже у лабрадора происходит удвоение оси [001]. Таким образом, с точки зрения атомных структур в плагиоклазовом ряду устанавливается некоторый скачок свойств, имеющий, очевидно, некоторое значение и для химизма горных пород. Изоморфизм плагиоклазов, как уже отмечалось, связан с близостью ионных радиусов натрия и кальция.

Кроме пироксенов и амфиболов и анортита, известь входит в состав таких редких пирогенных минералов, как мелилит, некоторые гранаты, а также в состав распространенных второстепенных составных частей горных пород — апатита, титанита и редких флюорита, перовскита, эпидота и, наконец, некоторых цирконо- и титано-силикатов и редкоземельных минералов.

Так как содержание CaO в анортите равно 20%, а в диопсиде 26%, естественно, что высокое содержание этого окисла мы находим в анортозитах и пироксенитах с моноклинным пироксеном, где оно приближается к указанным цифрам, понижаясь от примеси других минералов. Во многих габбро содержание CaO доходит до 10% и превышает это число. С другой стороны, в гранитах и щелочных сиенитах содержание CaO падает ниже, чем 1%. Очень высоко содержание извести в меланократовых щелочных породах, содержащих мелилит, где оно превосходит 25%. Богаты известью также породы, содержащие меланит.

ОКИСЬ НАТРИЯ Na_2O И ОКИСЬ КАЛИЯ K_2O

Щелочи, как главные составные части изверженных горных пород, удобно рассмотреть совместно. Распространенными щелочными металлами в изверженных горных породах являются Na и K. Относительные количества их почти равны, именно $\text{Na} : \text{K} = 25 : 24$. Обладая одинаковой валентностью, они отличаются размерами ионов; как мы видели, отношение радиусов K и Na равно примерно 4 : 3. С этим связано определенное различие тех соединений, в которые входят эти металлические ионы.

За исключением относительно редких случаев, щелочи в изверженных горных породах входят в алюмосиликаты, которые являются, таким образом, главными минералами, содержащими щелочные элементы. Сравнивая между собой алюмосиликаты калия и натрия, можно сделать такое сопоставление в виде таблички:

| | | |
|--|--|--|
| $\text{Al} : \text{Si} = 1 : 3$ | $1 : 2$ | $1 : 1$ |
| KAlSi_3O_8 | KAlSi_2O_6 | KAlSiO_4 |
| ортоклаз (16.9% K_2O) | лейцит (21.5% K_2O) | калиофилит (29.7% K_2O) |
| $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ | $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ | NaAlSiO_4 |
| альбит (11.8% Na_2O) | анальцит (14.1% Na_2O) | нефелин (21.8% Na_2O) |
| | $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ | |
| | жадеит (15.3% Na_2O) | |
| | (обладает структурой пироксенов) | |

Оба элемента входят в состав алюмосиликатов, в которых отношения числа атомов щелочного элемента или соответственно алюминия, замещающего часть кремния, к числу атомов кремния равно 1:3; 1:2; 1:1 (трисиликаты, бисиликаты и моносиликаты). Но эти соединения обладают неодинаковой устойчивостью в условиях образования изверженных горных пород и неодинаково в них распространены. Как для калия, так и для натрия «трисиликаты» — щелочные полевые шпаты — одинаково являются самыми распространенными соединениями, но в то время как из фельдшпатидов для калия самым распространенным является бисиликат — лейцит, для

натрия таким является моносилкат — нефелин. Бисиликат натрия, имеющий структуру, общую с алюмосиликатами вообще и в частности с лейцитом, представляет анальцим, содержащий воду. Он встречается иногда в изверженных породах в формах, до известной степени сходных с формами нахождения лейцита (в анальцимовых базальтах); в других случаях, представляя последнее выделение, он заканчивает своим образованием магматический процесс (в тешенитах) и находится в формах, характерных для минералов, образующихся на границе магматических и постмагматических процессов. Все же анальцим сравнительно менее распространен среди натриевых алюмосиликатов, чем лейцит среди калиевых. Безводный алюмосилкат натрия типа бисиликатов, отвечающий по химическому составу формуле лейцита, — жадеит, относительно редкий минерал, пирогенное образование которого весьма сомнительно. Обычно это минерал метаморфический. При этом его атомная структура, как уже говорилось, отвечает структуре пироксенов (подобно структуре эгирина), и уже поэтому он должен быть исключен из числа рассматриваемых сейчас соединений.

Что касается алюмосиликатов типа моносилкатов — нефелина и калиофилита, то здесь натровый алюмосилкат является более распространенным, а калиофилит обычно встречается в изверженных породах лишь в твердых растворах в натриевом алюмосиликате — нефелине, составляя иногда до 20—25%.

Из сделанного сопоставления видно, что в калиевых алюмосиликатах на атом калия или, все равно, соответствующий ему атом алюминия в общем приходится больше атомов кремния. Если трисиликаты здесь одинаково распространены, то для соединений с большим замещением кремния алюминием мы видим, что для калия устойчив бисиликат, а для натрия — моносилкат. Другими словами, в калиевых алюмосиликатах как бы в меньшей степени допускается замена кремния алюминием в кремнекислородных тетраэдрах. Эта способность давно была отмечена петрографами как меньшая способность алюмосиликата натрия к «насыщению кремнекислотой», чем алюмосиликатов калия. В связи с этим находится характерный парагенезис алюмосиликатов щелочей: ортоклаз встречается совместно с нефелином, но альбит не встречается совместно с лейцитом.

К числу фельдшпатов, встречающихся в изверженных горных породах, относятся также: содалит, гаюин, канкринит, содержащие в своей атомной решетке несиликатные группы NaCl , Na_2SO_4 и CaCO_3 . Эти натровые алюмосиликаты образуются в щелочных породах обычно совместно с нефелином и объясны своим появлением действием растворенных в магме минерализаторов.

Кроме алюмосиликатов, натрия в изверженных породах входит иногда в состав феррисиликата — эгирина $\text{NaFe} \cdot \text{Si}_2\text{O}_6$, имеющего структуру пироксенов, а также в другие содержащие щелочи бисиликаты — роговые обманки. Для некоторых, как мы видели, принимается нахождение в их эмпирической химической формуле группы Na_2SiO_4 . Эгирин (13.4% Na_2O) находится в горных породах, богатых щелочами и в то же время бедных глиноземом. Он не встречается совместно с содержащим глиноземом алюмосиликатом извести — анортитом. Однако, когда они входят в виде твердых растворов в минералы совместно устойчивые, в авгит и альбит, вещество эгирина и анортита можно найти в горных породах в виде ассоциации эгирин-авгита и плагиоклаза. Подобное же явление мы имеем и для случая вышеупомянутой неустойчивой ассоциации лейцит—альбит. Если вещество альбита входит в твердый раствор с анортитом, который устойчив совместно с лейцитом, то становится возможной ассоциация также и некоторого промежуточного, но не очень кислого плагиоклаза с лейцитом.

Если для натрия, помимо салических алюмосиликатов, характерно нахождение его в щелочных пироксенах и роговых обманках, то для калия мы имеем присутствие его в цветных минералах, представленных слюдами. Выше были упомянуты главные черты атомной структуры слюд. Атомы

ионы) калия в них образуют слои, чередующиеся с двойными листами кремнекислородных тетраэдров. В слюдах атомы алюминия внутри таких листов занимают иное положение, чем в силикатных алюмосиликатах. Образование слюд в изверженных породах связано с накоплением в магме воды, и они встречаются преимущественно в богатых SiO_2 породах.

Крайний член группы слюд, не содержащий железа и магнезии, — мусковит — является минералом, образование которого скорее относится к постмагматическим, чем собственно магматическим процессам. Из парагенетических отношений слюд с другими минералами надо отметить, что мусковит и даже другие богатые глиноземом слюды не встречаются совместно с эгирином. Вместо того образуется ассоциация нефелина и железистой слюды (лепидомелана).

Из других закономерностей в нахождении содержащих щелочи минералов напомним, что фельдшпатида не встречаются совместно с ромбическими пироксенами. Последние отдают часть своей кремнекислоты на образование насыщенных алюмосиликатов и заменяются ортосиликатами — оливинами. Поэтому вместо ассоциации ромбических пироксенов и фельдшпатидов в породах мы находим комбинацию щелочного полевого шпата с оливинами.

Все такие закономерности в совместном нахождении минералов в конечном счете управляются требованием, чтобы суммарная потенциальная энергия совместно существующих кристаллических решеток была минимальной.

Сравнивая относительное количество щелочей и других оснований в различных изверженных горных породах, не трудно заметить, что в ряду обычных наиболее распространенных пород оно увеличивается в породах более богатых кремнекислотой и притом таких, в образовании которых существенную роль играли растворенные в магме минерализаторы (H_2O и др.). Если при этом сравнить происходящую в этих условиях концентрацию K_2O и Na_2O между собой, то можно заметить, что для K_2O она выражается более резко.

Содержание щелочей значительно возрастает в более редких щелочных породах. При 12% Na_2O в альбите и 13.5% в эгирине в кислых щелочных породах можно ожидать приблизительно той же величины содержания Na_2O , и близкую к нему величину (ок. 10—11%) мы находим в некоторых эгириновых гранитах и натровых сиенитах. Наиболее высокое содержание Na_2O мы находим в нефелиновых породах и самое высокое, естественно, в уртите (более 16% Na_2O).

Наиболее высокое содержание K_2O мы имеем в лейцитовых лавах, в которых обычные количества 7—11% K_2O , а в очень богатой лейцитом лаве (италит, описанный Вашингтоном с Везувия) содержание K_2O доходит почти до 18%.

ВОДА H_2O

Анализы всех изверженных горных пород обнаруживают в них некоторое, обычно небольшое, содержание воды. В общей массе изверженных пород, по Вашингтону, ее содержание несколько выше 1%. При обычных анализах горных пород определяют отдельно воду, выделяющуюся из породы при нагревании до 110° ($-\text{H}_2\text{O}$), и воду, выделяющуюся выше этой температуры ($+\text{H}_2\text{O}$). Первую рассматривают как горную влажность, вторую считают входящей в состав силикатов. Образование водных силикатов связано с условиями кристаллизации.

Сравнивая содержание воды в разных изверженных породах, можно видеть, что изменение в нем мало характерно для изменения общего состава породы. Если при этом принять во внимание изменение содержания воды в связи с вторичными процессами, то придется принять, что даваемая анализами цифра содержания воды имеет мало значения для общей характеристики химизма горной породы.

Д УОКИСЬ ТИТАНА TiO_2

Содержание TiO_2 во всей массе изверженных горных пород составляет около 1%. В различных породах оно колеблется от 0 до 3—4%. При этом оно увеличивается в основных породах и в породах щелочных. Содержание TiO_2 в пределах 1—3% обычно для габбро и норитов; в богатых нефелином породах TiO_2 нередко достигает 3—4%. Есть анализы (из Трансвааля) с 7% TiO_2 ; в пироксенитах из Колорадо, богатых сфеном, содержание TiO_2 равно 5%. В магматических рудах — титанистых железняках содержание титановой кислоты поднимается до 18% вместе с 25% FeO. Редкие породы — крагероит (25% TiO_2) и нельсонит (37% TiO_2) — содержат много рутила, но эти породы являются совершенно исключительными, и происхождение рутила в них не совсем ясно.

Отношение Si:Ti во всей массе изверженных пород равно около 65.

Титан входит в состав многих минералов. Наиболее обычной формой его нахождения является титанит $CaTiSiO_5$ и ильменит $FeTiO_3$. В первом содержится 41.0% TiO_2 , во втором до 59.5%. Часто ильменит находится в тесном сростании с магнетитом (титанистый магнитный железняк). В бедных кремнекислотой и богатых щелочами породах (мелилитовые, лейцитовые и нефелиновые породы) встречается также перовскит $CaTiO_3$, содержащий 59% TiO_2 . Иногда титаномагнетиты (ильмениты) и перовскит образуют значительные скопления (например, месторождение перовскита в Африканде, Кольский полуостров). В некоторых своеобразных, как сказано, породах TiO_2 выделяется в свободном виде в форме рутила (в крагероите).

Кроме этих, так сказать, специально титановых минералов, TiO_2 входит в состав многих силикатов, являющихся цветными минералами изверженных горных пород. В обыкновенных авгитах нередко примесь двуокиси титана в количестве 0.1—0.7%, а в титан-авгитах содержание доходит до 1—5%. В обыкновенных роговых обманках содержание TiO_2 достигает 0.1—1.2%, в энigmatите — до 7%. Светлые слюды содержат 0.1—0.7% TiO_2 , биотит больше — до 0.1—1.5%, лепидолит — до 2—4.5%.

Незначительная примесь TiO_2 встречается иногда в оливине (ок. 0.05—0.5%). Из других титансодержащих минералов изверженных пород заслуживают упоминания титансодержащий гранат (типа меланита), в котором содержание TiO_2 достигает от 3 до 22% (в ииварите), и хорошо известные нам по хибинским породам лампрофиллит (сод. $TiO_2 = 20—30\%$) и астрофиллит (сод. $TiO_2 = 10—13\%$).

Как уже было упомянуто раньше, хотя Ti и является таким же четырехвалентным элементом, как Si, он входит в кристаллические решетки с координационным числом 6, а не 4, как кремний, будучи в этом отношении скорее сходным с алюминием или магнием (например в слюдах). Объединение Si и Ti в одну группу поэтому должно считаться условным. Оно допустимо, поскольку отношение Si:Ti является сравнительно очень большим, и потому присоединение TiO_2 к SiO_2 не отражается существенно на характерно й для горных пород величине содержания SiO_2 .

ПЯТИОКИСЬ ФОСФОРА P_2O_5

Небольшое содержание фосфора наблюдается почти во всех изверженных породах, причем фосфор входит в состав апатита, являющегося, таким образом, весьма распространенным минералом. Содержание P_2O_5 во всей массе изверженных пород около 0.3%, что отвечает содержанию 0.65% апатита. Обычно содержание P_2O_5 в изверженных породах измеряется сотыми или одной-двумя десятими процента. Более высоким содержанием его отличаются щелочные породы, в которых P_2O_5 доходит до 0,5—1%, что отвечает 1.1—2.2% апатита. В изверженных породах мы имеем как фтор-apatит (преимущественно в кислых и щелочных), так и хлор-apatит (в основных породах).

Исключительные по размерам накопления апатита совместно с нефелином мы имеем в Хибинах. Апатит обилен также в магматических железных

рудах типа Кируны. Вероятнее в этих случаях имели место пневматолитические процессы. Прежде апатит считали минералом, выделившимся в изверженных горных породах одним из самых ранних. Теперь все более накапливается данных в пользу очень позднего выделения этого минерала, идиоморфизм которого зависит не от раннего выделения, а от метасоматического способа его роста.

В апатите содержание P_2O_5 достигает 41—42.5%. Кроме апатита, в изверженных породах изредка встречается ряд других фосфатов, в особенности свойственных пегматитам. Из них следует упомянуть прежде всего монацит (фосфат Ce, La, Di с 26—30% P_2O_5), ксенотим (Y, Ce, Eg с 29—35% P_2O_5), типичный минерал пегматитов — амблигонит (фосфат Li, Al, содержащий F, с содержанием P_2O_5 — 46—49%), далее трифилин (Li, Fe, Mn), берилонит (Na, Be) и другие.

ЗАКИСЬ МАРГАНЦА MnO

В обычных анализах изверженных пород небольшое количество закиси марганца (0.1—0.2%) присутствует почти всегда. В кислых породах содержится в среднем 0.06% MnO, в средних 0.11% и в основных до 0.25%. Среднее около 0.1%. Ион двухвалентного марганца, как мы видели, близок к иону двухвалентного железа, и обычным способом нахождения марганца является замещение им ионов железа в силикатах. Отношение Fe:Mn в среднем составе изверженных пород равно 60.

Марганец входит в состав очень многих цветных минералов изверженных горных пород.

В авгитах и роговых обманках содержание MnO может достигать до 0.3—0.4%; в оливине примерно до той же величины; в биотите от 0.1 до 1%; в светлой слюде сотые процента. В магнетите содержание MnO от 0.1 до 1.5%. Наиболее высоким содержанием MnO из минералов, встречающихся в пегматитах, отличается спессаргин — марганцовистый гранат, в котором содержание MnO равно 15—40%. Из других марганецсодержащих минералов следует упомянуть астрофиллит (3.5—12.5% MnO), а также колумбит и танталит (3—14% MnO), характерные для гранитных пегматитов.

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В этом разделе мы рассмотрим распространение ряда элементов, присутствующих в изверженных горных породах, но обыкновенно не определяемых при рядовом химическом анализе, хотя присутствие некоторых из них является характерным для той или другой породы.

Рассмотрение их удобно сделать по группам, выделенным нами на геохимической таблице.

А. Группа типичных петрогенных элементов. В верху поля, занимаемого на геохимической таблице петрогенными элементами, мы видим Li и Be. Эти элементы типичны для пегматитовых жил, т. е. они накапливаются в последних остатках кристаллизации магмы.

Li и т и й, отличающийся заметно по величине радиуса иона от K и Na, не входит изоморфно в полевые шпаты. По химическим свойствам Li является в одних случаях похожим на Na, в других на K. Окись его представляет более слабое основание. Наиболее обычно нахождение Li_2O в литиевой слюде, лепидолите, где его содержание составляет 3—10%. Литиевая слюда свойственна наиболее кислым гранитам и особенно пневматолитическому изменению гранита — грейзену.

Затем литий находится в сподумене — метасиликате с 3—8% Li_2O , сходном с жадеитом и встречающемся также в некоторых гранитовых пегматитах вместе с другими литиевыми минералами, как силикатами, так и фосфатами, с лепидолитом, петалитом, амблигонитом (флюофосфат с 8—10% Li_2O), литиофилитом, трифилином (фосфат). Петалит интересен как алюмосиликат с наиболее высоким содержанием SiO_2 , его формула $LiAlSi_4O_{10}$.

Отношение количеств натрия и лития Na : Li в изверженных породах Фогт оценивал приблизительно в 500.

Б е р и л л и й резко отличается по размерам радиусов ионов от других двухвалентных металлов, и с этим также связано его накопление в последних остатках кристаллизации гранитной магмы. По химическим свойствам бериллий, как известно, ближе к Mg, чем к Ca. Отношение количеств Mg : Be в изверженных породах, по Фогту, тоже около 500. Из минералов пегматитов бериллий находится в берилле $Be_3Al_2(SiO_3)_6$ (11.5—13.5% BeO), в хризоберилле $BeAl_2O_4$ (17—19%), в гельвине $(Mn, Fe)_4Be_3Si_3O_{12} \cdot 5$ (10.5—14%), фенаките Be_2SiO_4 (45.5%) и гадолините. Очень интересно нахождение бериллия в виде незначительной примеси, измеряемой сотыми процента, в некоторых минералах щелочных пород. Он обнаружен в эгирине, баркевиките и в нефелине. Затем в таком же количестве он был обнаружен в циннвальдите и в количестве не более 0.01% в щелочном полевом шпате.

В нижней части поля типичных петрогенных элементов мы видим, с одной стороны, Rb и Cs, с другой — Sr и Ba.

Р у б и д и й и ц е з и й еще менее распространены, чем литий (отношение количеств $Li_2O : Rb_2O$ равно около 2). Ионные радиусы их больше, чем у калия, но они главным образом входят в калиевые минералы, замещая там калий; так, в слюдах (циннвальдите) их количество может иногда повышаться, доходя до 0.5% и даже до 2% (для рубидия). Цезий входит и в состав самостоятельного цезиевого минерала поллукса или поллуксита — $H_2O \cdot 2Cs_2O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$, встреченного в гранитных пегматитах и гранитах. Характерна примесь рубидия в амазонском камне.

Что касается стронция и бария, то для них в особенности характерно нахождение в форме изоморфного замещения других элементов в обычных минералах горных пород. Особенно замечательна способность к изоморфному замещению K и Ba. Поэтому повышенное содержание Ba мы находим в калиевых породах. В калиевом полевом шпате весь калий может быть замещен барием (гиалофан с 7.5% BaO). В ортоклазе нередко содержится BaO, количество которого иногда доходит до 1.5%. Стронций в меньшем количестве примешан в ортоклазе (0.05—0.5% SrO). В плагиоклазах бывает до 0.01—0.2% BaO и столько же SrO. Стронций обнаружен в лейците (0.01—0.1% SrO). В биотитах содержание BaO может доходить до 0.1—3%, стронция не более 0.01%. В авгитах и роговых обманках содержание бария и стронция иногда выражается в сотых долях процента. Стронций обнаружен в апатите (0.02—0.04%).

Барий распространен больше, чем стронций. Приблизительное отношение $Ca : Ba : Sr = 400 : 1 : 1/3$.

В. Группа железа. В этой группе нам осталось рассмотреть распространение V, Cr, Ni, Co.

В а н а д и й является в изверженных породах типичным рассеянным элементом, у которого радиус трехвалентного иона близок к радиусу трехвалентного иона железа. Ванадий встречается в титаномагнетите (0.1—0.6%) и в магнетите (менее 0.1%), в биотите (0.05—0.2%), роговой обманке и авгите (сотые процента).

Х р о м в изверженных породах принимает участие в строении решеток ряда минералов в виде трехвалентного иона. Главным хромсодержащим минералом являются хромиты с содержанием Cr_2O_3 до 68%, затем надо упомянуть хромовый гранат — уваровит (10—25% Cr_2O_3) и хромсодержащую шпинель — пикотит (7—8% Cr_2O_3). Далее мы находим хром в хромдиоксиде (1—3% Cr_2O_3). В авгитах, слюдах и роговых обманках содержание хрома от 0.01% может подниматься до 0.2%. Замечательна тесная связь хрома с основными бесполовошпатовыми породами. Отношение Fe : Cr во всей массе изверженных пород примерно равно 300.

Н и к е л ь также является элементом основных изверженных пород. Он, благодаря близости ионного радиуса к радиусам ионов магния и двухвалентного железа, замещает их в оливине, в ромбическом пироксене,

роговой обманке и авгите. Наибольшее содержание NiO встречается в первых двух минералах: в оливине 0.1—0.5%, в ромбическом пироксене 0.05—0.5%, в авгите и роговой обманке от сотых процента до 0.2%. В изверженных породах отношение Fe : Ni = 500. К о б а л ь т является более редким, чем никель (Ni : Co = 10—15).

По своим свойствам Ni и Co уже сильно приближаются к металлогенным элементам и ближе всего к меди. Металлогенные элементы в горных породах встречаются обычно лишь в виде следов. Замечательно присутствие м е д и в коссирите, где ее содержание может доходить до 0.4%.

С. Цирконий, редкоземельные элементы и другие им родственные. Из элементов этой группы прежде всего надо упомянуть о цирконии.

Ц и р к о н $ZrSiO_4$ с содержанием ZrO_2 67% является, как известно, очень распространенным акцессорным минералом в гранитах и нефелиновых сиенитах, реже в других горных породах. Отношение количеств Ti : Zr = ок. 20. Кроме того, преимущественно в щелочных породах, встречается ряд цирконо-силикатов более сложного состава: катаплеит (30—32% ZrO_2), ловенит (28—29%), розенбушит (19%), велерит (16%), далее эвдиалит (12—16%), астрофиллит (1—3.5%) и некоторые другие. Незначительная примесь (0.02—0.04%) обнаружена в эгирине.

В цирконах некоторых нефелиновых сиенитов имеется примесь гафния (с отношением Zr : Hf = 50).

Т о р и й является еще более редким, чем цирконий. Zr : Th = 20 (по Хевеши). Минералы тория встречаются в пегматитах в связи с щелочными породами. Его мы находим в торите (66—70% ThO_2), монаците — 5—10% ThO_2 , затем в пирохлоре, эшините, уранините и других. Упомянутая цифра отношений Th : Zr, соответствующая 0.0013% Th, основана на радиоактивных измерениях.

Особняком в рассматриваемой группе элементов стоит трехвалентный скандий. Этот исключительно редкий элемент, по строению примыкающий к группе железа, дает редкий минерал — тортвейтит $(Sc, Y)_2 Si_2 O_7$, с содержанием 41—42% $Sc_2 O_3$, найденный в пегматитах. Присутствие скандия в количестве до 0.01% обнаружено также в некоторых авгитах.

Редкоземельные элементы (лантаниды), с одной стороны, образуют минералы, в которые они входят как существенная составная часть (редкоземельные минералы), с другой — они находятся в более обычных минералах как изоморфная примесь. Заслуживает упоминания их нахождение в ниобатах и танталатах; не так часто редкие земли встречаются в виде силикатов и фосфатов. Эти все минералы особенно свойственны пегматитам.

Наиболее богаты редкими землями фосфаты: монацит (55—65% Ce, La), ксенотим (50—65%, главным образом Y); сравнительно широко распространенным является ортит — цериевый силикат эпидотовой группы $H_2 O \cdot 2 R_2 O_3 \cdot 3 Si_2 O_4$, где двухвалентный металл Ca и Fe, а трехвалентный — Al, Fe, Ce, Di, La, немного Y и Er. Из других минералов упомянем эвдиалит (цирконосилкат с 2.5—5% редких земель), гадолинит — силикат, содержащий Y, а также Ве, фергусонит — метаниобат иттрия с эрбием, самарскит — ниобато-танталат, эшинит — ниобато-титанат (с торием). В виде примесей редкие земли встречены в апатите (0.1 до 1.3%), эгирине (0.01—1.0%), титаните (0.05—0.5%), цирконе (0.01—0.1%).

Уже на приведенных примерах можно видеть характерное нахождение редкоземельных элементов в танталатах и ниобатах. Танталаты и ниобаты составляют группу минералов, встречающихся чаще всего в гранитовых, сиенитовых и нефелин-сиенитовых пегматитах. Мы упомянем здесь следующие из этих минералов: пирохлор $RNb_2 O_6 \cdot R (Ti, Th) O_3 \cdot NaF$, представляющий главным образом ниобат оснований цериевой группы, извести и др.; колумбит и танталит $(Fe, Mn) (Nb, Ta)_2 O_5$ — непрерывный ряд от ниобовой соли до танталовой; самарскит $R_3'' R_2''' (Nb, Ta)_6 O_{12}$, где R'' большей частью Fe, а R''' — церий и иттрий; эшинит — ниобато-

титанат (частью торат) главным образом церия; затем сюда же относятся минералы: фергусонит, тапиолит, полимингит, эвксенит и др.

Д. Группа минерализаторов. В этой группе объединены элементы, находящиеся в правой верхней части левой половины геохимической таблицы. Эти элементы в особенности характерны для магматических эманаций; мы их находим, например, в составе фумаролл вулканов, они также входят в состав некоторых минералов в изверженных горных породах и, таким образом, могут быть обнаружены в химическом составе последних.

Б о р находится в составе турмалина (9—11.5% B_2O_3), затем датолита (20—25% B_2O_3) и аксинита (4.5—6.5%). Турмалин иногда встречается как случайный минерал в изверженных горных породах, датолит и аксинит — в метаморфических образованиях, связанных с магматическими эманациями; в исключительных случаях, как случайные, в измененных изверженных породах.

У г л е р о д в виде карбонатов нередко встречается в изверженных горных породах как вторичный продукт разложения их составных частей, но в некоторых породах (миаскитах и др.) кальцит встречается в таком виде, что ему приписывают первичное магматическое происхождение. С кальцитом здесь, а во многих нефелиновых сиенитах и родственных им породах и в отсутствие кальцита, встречается канкринит, также содержащий углерод, входящий в состав щелочного алюмосиликата (канкринита) в форме группы $CaCO_3$. Изверженное происхождение карбонатных пород, как это предполагал Бреггер, в окрестностях Осло — весьма сомнительно.

Углерод встречается изредка в изверженных породах и в свободном виде в форме графита (некоторые пегматиты и щелочные породы) и алмаза (в ультраосновных породах).

Ф т о р помимо флюорита CaF_2 , который встречается иногда как акцессорный минерал в некоторых гранитах, нефелиновых сиенитах и очень редко других породах, является довольно распространенной составной частью таких минералов, как слюды (в магниевой слюде до 6—13% F; в биотитах 0.1—0.2%), роговые обманки (сотые процента), затем фтор находится в апатите (фтор-апатит с 2.5—4% F), в турмалине (сотые процента) и в некоторых других фторсодержащих минералах пегматитов (топаз с 20% F, амблигонит с 3—10% F и др.).

Х л о р менее распространен в изверженных породах, чем фтор, хотя, несомненно, количество его в магме значительно превышает количество фтора. Он, однако, легко выносится из магмы, не давая прочных соединений в форме минералов. В такой форме мы его находим в содалите (7% Cl) входящим в кристаллическую решетку алюмосиликата; далее в хлорапатите (3—6% Cl) и в эвдиалите (1—1.5% Cl). Характерна связь хлора с щелочными породами (содалит, эвдиалит). Хлорсодержащий скаполит (0.1—0.2% Cl) является продуктом метаморфизма, может быть аутометаморфизма, некоторых полевошпатовых изверженных пород.

С е р а в виде сульфидов (пирит, пирротин и др.), попадающих как акцессорные и случайные минералы в изверженных породах, довольно широко распространена в ничтожном количестве. В составе силикатовых минералов мы ее находим в щелочных породах; такими минералами щелочных пород являются: гаюин (12% S), нозеан (8%), сульфат-канкринит. Содержащий серу гельвин (5—6%) является минералом, свойственным пегматитам.

Ф о с ф о р. О фосфоре мы уже упоминали, говоря об апатите и других более редких фосфатах пегматитов. По своей распространенности этот представитель минерализаторов уже не является «малым элементом».

Все элементы, перечисленные в группе «малых элементов изверженных горных пород», в общей массе изверженных пород составляют не более 0.5% по весу. Содержание этих элементов в некоторых случаях может быть характерным для тех или иных пород, но, очевидно, не этими элементами определяются главные особенности химизма горных пород, которые должны быть приняты во внимание в первую очередь.

Глава III. ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Мы рассмотрели, в каком виде в изверженных горных породах находятся те их составные части, которые определяются при химическом анализе и соотношение которых дается в цифрах анализа, являющихся основой наших сведений о химизме горных пород. При химическом анализе мы, как известно, пользуемся реакциями, характерными для ионов определяемых элементов в водных растворах. Поэтому при производстве анализа вещество породы прежде всего должно быть переведено в раствор; при этом разрушаются все те соединения, какие присутствуют в виде минералов в горных породах. Определение составных частей горной породы в полученном растворе основано на таких химических особенностях этих составных частей, которые только отчасти выражаются в их свойствах, обнаруживаемых в минералах горных пород и бывших предметом нашего краткого рассмотрения до сих пор.

Хотя методика химического анализа горной породы — задача аналитической химии и потому выходит за рамки настоящей книги, все же уместно здесь вспомнить и те свойства химических элементов, которыми мы пользуемся, добывая основные сведения о химизме горных пород, выраженные в их анализах. Необходимо также обратить внимание на точность этих сведений.

РАЗЛОЖЕНИЕ СИЛИКАТОВ ГОРНОЙ ПОРОДЫ

Большая часть силикатов и других соединений, образующих горную породу, не разлагается кислотами, употребительными в аналитических операциях. Исключение составляет плавиковая кислота, и ею, как известно, пользуются при разложении силикатов по способу Берцелиуса. При этом улетучивается кремний в виде SiF_4 и кремневая кислота не может быть определена.

Казалось бы, на первый взгляд, способ сплавления силиката с борной кислотой (способ Янаша) имеет то преимущество, что в нем не вводятся неопределенные количества элементов, которые подлежат определению, как в других способах, и не теряется никаких составных частей, но, как замечает Дюпарк, этот способ требует большой опытности и неприложим для всех силикатов. Поэтому предпочитают обычный способ сплавления с содой (Na_2CO_3). При этом сплавлении силикат разлагается и образуются новые соединения. С этого момента уже перестают существовать те кристаллические решетки, которые образуют минералы горной породы. При действии высокой температуры с большим избытком углекислого натра простые силикаты разлагаются, давая растворимый силикат натра, и, вероятно, карбонаты щелочных земель; алюмосиликаты, составляющие в большинстве случаев главную массу породы, также разлагаются, превращаясь в богатые щелочами силикаты вместе с щелочными алюминатами, может быть ферратами и т. д., которые затем все легко разлагаются кислотами. Нужно заметить, что, несмотря на постоянное применение сплавления с содой горных пород, происходящие при этом реакции мало изучены.

Разложение силикатов спеканием со смесью хлористого аммония и углекислого кальция применяется в способе определения щелочей по Лорэнсу

Смиту. При этом разложении, а также при старинном способе Девилля, заключающемся в сплавлении силиката с определенным количеством карбоната кальция, происходит также разрушение алюмосиликатовых кристаллических решеток с образованием силиката извести. При спекании образуются вместе с тем алюминаты щелочей; при более высоких температурах разрушаются и эти комплексы. Это, в сущности, те же реакции, на которых мы уже частью останавливались выше, говоря о геохимических свойствах алюмосиликатов при высоких температурах.

Вспомним теперь те главнейшие свойства окислов, определяемых в составе горной породы, которыми мы пользуемся при анализе. Мы их рассмотрим по отдельным окислам в том порядке, как последние обычно даются в колонке цифр анализа, а не в порядке их аналитического определения.

КРЕМНЕКИСЛОТА SiO_2

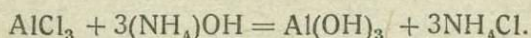
Кремнекислота по положению кремния в системе элементов представляет очень слабую кислоту. Растворимыми солями ее являются соли щелочных металлов, и водные растворы этих солей, подвергаясь в сильной степени гидролизу, дают щелочную реакцию. Кремнекислота в этих растворах находится в коллоидном состоянии и потому в очень малой степени способна к реакциям.

При разложении силикатов кислотами кремнекислота выделяется в коллоидном виде. Ионные реакции не применяются при аналитическом определении SiO_2 . В зависимости от условий концентрации кремнекислота или представляется в виде коллоидного раствора или выделяется в виде геля или порошковидного осадка. Но при всех условиях она в некоторой степени растворима, и для приведения ее в нерастворимый вид ее подвергают неоднократно выпариванию с небольшим количеством концентрированной HCl .

Таким путем SiO_2 выделяется из раствора, затем отфильтровывается и после прокаливается взвешивается.

ГЛИНОЗЕМ Al_2O_3

Вытекающий также из положения алюминия в системе элементов его своеобразный характер, с которым связаны широкое распространение в природе и свойства алюмосиликатов, используется и в аналитической практике. Трехвалентный ион алюминия обладает очень слабым основным характером, соли его имеют вследствие гидролитического расщепления кислую реакцию, а соли слабых кислот при кипячении распадаются на нерастворимые основные соли и свободную кислоту. Гидрат окиси алюминия растворяется в едких щелочах, давая алюминаты, но он почти не растворяется в аммиаке. Выделение гидрата глинозема в виде объемистого аморфного осадка производится небольшим избытком аммиака (рекомендуют употреблять индикаторы) из горячего раствора:



В этих условиях вместе с гидратом глинозема выпадает и гидрат окиси железа. Сходство ионов алюминия и трехвалентного железа, которое слабо сказывается в пирогенных минералах изверженных пород, в лабораторных условиях анализа выступает на первый план. В природных процессах мы тоже встречаемся с проявлением этого сходства при гидролитическом разложении силикатов на дневной поверхности, как это, например, ярко выражено при образовании бокситов и латеритов.

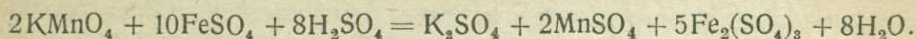
При осаждении гидратов глинозема и окиси железа выпадают соответственные соединения и других петрогенных элементов из «семейства железа»: титана, хрома, при больших количествах железа ванадия и только отчасти марганца; главная часть марганца и никель в присутствии аммо-

нийных солей остаются в растворе. Вместе с глиноземом и металлами группы железа в осадок попадают также фосфорная кислота, цирконий и редкие земли. Таким образом, глинозем может быть определен только как разность между «суммой полуторных окислов» и перечисленными окислами, определяемыми отдельно.

В случае большого количества марганца и при большом относительно количестве железа, осаждение глинозема и окислов железа предпочитают производить уксуснокислым натром, в виде основных уксуснокислых солей (повторное осаждение производится аммиаком).

ОКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА Fe_2O_3 и FeO

Для определения содержания окислов железа пользуются свойством этого элемента, являющимся характерным для всех элементов «семейства железа» и для самого железа в особенности, связанным с указанным выше наличием недостроенной (второй снаружи) электронной оболочки и, в силу этого, переменной валентности. Титрование железа, являющееся употребительным аналитическим приемом для его определения, именно основано на переменной валентности и переходе ферро-иона Fe^{II} в ферри-ион Fe^{III}



Для определения закиси железа необходима особая навеска, разложение которой ведется плавиковой кислотой в струе CO_2 . Общее количество железа или определяется из суммы полуторных окислов, или, как это введено в лаборатории б. Геологического комитета, из той же навески, откуда определено FeO , восстановлением после этого сероводородом всего железа в закись.

Окись железа определяется по разности всего железа и закиси.

При осаждении гидрата окиси железа вместе с гидратом глинозема рельефно выступает сходство ферри-иона и алюминий-иона, упоминавшееся уже выше. Подобно глинозему, окись железа — очень слабое основание, которое в водном растворе, например, не может дать карбоната; соли окиси железа и кислот даже более сильных более или менее расщепляются в водном растворе на свободную кислоту и коллоидную окись железа. Расщепление увеличивается с повышением температуры вследствие усиления диссоциации воды и, в случае слабых кислот, ведет к более или менее полному выделению железа в виде гидрата окиси или основной соли. При осаждении аммиаком гидрата окиси железа в виде коллоидного красно-бурого осадка, его осаждают из горячего раствора, так как в противном случае образуются основные соли и осаждение может быть неполным. Фильтровать раствор тоже надо горячим, так как при охлаждении, вследствие уменьшения гидролиза, часть окиси железа может перейти в раствор.

Осаждение едкими щелочами в количественном анализе не применяется: щелочи сильно адсорбируются коллоидным гидратом и их трудно отмыть.

МАГНЕЗИЯ MgO^1

В пирогенных минералах — силикатах, образующихся при высокой температуре, магнезия имеет, как мы видим, большое сходство с закисью железа. Вместе с тем MgO обнаруживает в этих условиях существенное отличие от CaO , которая главным образом ($2/3$) входит в алюмосиликат — анортит, подобный до известной степени щелочному натровому алюмосиликату — альбиту.

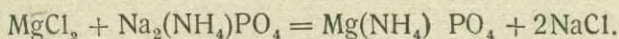
¹ Хотя в порядке производства анализа магнезия определяется после извести, мы в нашем изложении свойств будем следовать тому порядку, какой уже был принят раньше.

В связи с этим различием находится также и то обстоятельство, что MgO входит в особую аналитическую подгруппу, отличную от группы CaO, именно — в противоположность кальциевым солям соли магния не осаждаются углеаммониевой солью в присутствии хлористого аммония и аммиака. Будучи более слабым основанием, гидрат окиси магния уже не в состоянии давать нормальный карбонат в водном растворе; гидролитическое действие воды ведет к образованию смесей из карбоната и гидрата окиси магния. На холоду в растворе содержится большое количество растворимого бикарбоната магния, при нагревании выпадающего. Хотя избыток щелочи вследствие увеличения концентрации гидроксил-иона понижает растворимость гидрата окиси магния, но при осаждении аммиаком, являющимся более слабым основанием, чем едкие щелочи, гидрат окиси выпадает только частью, а если предварительно прибавить достаточное количество аммонийной соли, то осадка вообще не образуется, так как, добавляя аммонийную соль, т. е. аммоний-ион, мы понижаем концентрацию гидроксил-иона и соответственно повышаем растворимость иона магния.

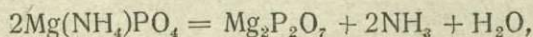
Щавелевокислый аммоний в концентрированном растворе дает осадок нейтрального щавелевокислого магния вместе с двойной аммонийно-магнезиальной солью. Осадок частично растворим в хлористом аммонии. Это показывает, почему при употребляемом в анализе способе отделения кальция от магния осаждением первого в виде щавелевокислой соли это разделение не бывает абсолютным. При этом осаждении фильтрат содержит весь магний за исключением 0.1—0.2%; осадок заключает почти весь кальций с нехваткой того же порядка. Такое, так сказать, взаимное «уравновешивание погрешностей» имеет место в случае, когда количества кальция и магния, как это бывает в большинстве изверженных пород, одного порядка. Если магния значительно больше, чем кальция (например, в перидотитах), и если избыток осадителя небольшой, то кальций осаждается неполно, а при большом избытке кальция вместе с ним может осесть и магний. Наоборот, когда кальция гораздо больше, чем магния, то при осаждении значительная часть кальция осаждается вместе с магнием. Магний при осаждении оксалата кальция должен быть в растворе концентрированным не более $\frac{1}{50}$ N.

Небольшие количества кальция отделяются от магния в виде сернокислой соли.

Осаждение магния из раствора, содержащего после удаления кальция практически лишь щелочи и аммоний, основано на нерастворимости в аммиачном растворе двойной магнезиально-аммонийной фосфорной соли, выпадающей при прибавлении фосфорной аммонийно-натровой соли (или фосфорнокислого аммония) и аммиака



Аммонийно-фосфорнокислый магний при прокаливании дает пирофосфорнокислый магний:



в виде которого и взвешивается.

При обычном определении магния он загрязняется частью бария и марганца; последний можно учесть, растворив осадок в азотной кислоте и определив Mn колориметрически.

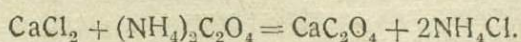
ИЗВЕСТЬ CaO

В изверженных породах известь, как мы видели, присутствует в двоякого рода соединениях: в алюмосиликате — анортите и частью в простых силикатах — диопсиде и др. Большее количество ее обычно заключено в алюмосиликате. В этом проявляется большее сходство со щелочами изве-

сти, чем магнезии, ее «более сильные щелочные свойства». При разложении силикатов алюмосиликатовая решетка анортита разрушается, и после разложения соляной кислотой мы имеем в растворе хлорид кальция. В случае применения серной кислоты (например, при обработке плавиковой и серной кислотами) получается относительно трудно растворимый сульфат, чем кальций резко отличается от магнезия. Еще менее растворимы, как известно, сульфаты стронция и бария.

Кальциевые соли могут осаждаться, как и соли других щелочных земель, карбонатами и фосфатами. Углекислый кальций выпадает в виде заметно растворимого в воде аморфного осадка, переходящего в трудно растворимый в воде кристаллический осадок; но карбонат кальция легко растворяется даже в слабых кислотах, а также при кипячении с растворами аммонийных солей при выделении углекислого аммония. Кальциевые соли не осаждаются углекислыми солями в присутствии достаточного количества аммонийной соли. Концентрированные растворы щелочей осаждают кальций в виде трудно растворимого гидрата окиси, но аммиак, являясь более слабым основанием, не осаждает кальциевой соли или гидрата.

Особенно трудно растворимое соединение кальция представляет щавелевокислый кальций. Этим, как известно, и пользуются для его количественного определения. Свободная щавелевая кислота не вполне осаждает кальциевые соли сильных кислот, так как оксалат кальция растворим в свободной соляной и азотной кислотах, но щавелевокислый аммоний производит практически полное осаждение даже в присутствии свободной уксусной кислоты



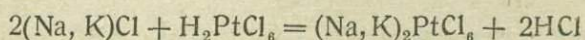
Осажденный щавелевокислый кальций при слабом прокаливании переходит в углекислый, а после сильного прокаливании в окись CaO , и в таком виде и взвешивается. Вместе с кальцием сюда же попадает часть бария, стронция, марганца, если они присутствуют в породе. О поведении магнезия при осаждении кальция уже было указано.

ОКИСЛЫ НАТРИЯ Na_2O И КАЛИЯ K_2O

В горных породах щелочные металлы заключены главным образом, в виде алюмосиликатов, которые разлагаются указанным выше способом, причем калий и натрий переходят в раствор.

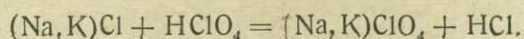
Щелочные металлы встречаются в растворах только в виде одновалентных катионов. С обыкновенными осадителями они образуют исключительно растворимые соли и после выделения других металлов из раствора остаются в последнем. Этим свойством и пользуются для отделения их от остальных металлов. Щелочные металлы образуют трудно растворимые соли с кремне-фтористоводородной и платино-хлористоводородной кислотами. Первая осаждает одинаково ионы натрия и калия и не может служить для их количественного разделения, но так как фтористоводородные калий и натрий кристаллизуются в разных системах и формах, то этим пользуются для качественного микрохимического их открытия, особенно в щелочных полевых шпатах. Хлорплатинат калия (а также рубидия и цезия) представляет более трудно растворимое соединение, чем хлорплатинат натрия (и лития) и может быть отделен от последнего обработкой алкоголем смеси этих соединений, причем хлорплатинат натрия в алкоголе растворяется.

Так как в алкоголе трудно растворимы хлористый натрий и обезвоженный хлорплатинат натрия, то необходим некоторый избыток реактива при реакции



и, кроме того, выпаривание хлорплатината нельзя вести досуха.

Кроме хлорплатинатов, различной растворимостью в алкоголе обладают также перхлораты этих металлов $KClO_4$ и $NaClO_4$, получаемые подобным же образом:



Соляная кислота удаляется выпариванием (до появления белых паров $HClO_4$). По охлаждении соли K и Na разделяются растворением в спирте.

Тем или иным способом определяется количество KCl в сумме хлоридов щелочей, а содержание хлорида натрия вычисляется по разности.

При разложении силикатов с целью определения щелочей, как мы видим, получается сумма их хлоридов или непосредственно (при разложении по способу Смита) или после превращения в хлориды предварительно получаемых сульфатов (при разложении плавиковой и серной кислотами), и в этой сумме определяется, как указано, количество KCl и вычисляются K_2O и Na_2O . В сумме хлоридов относительное количество $KCl:NaCl$ можно также грубо оценить, определив количество хлора (титрованием раствором азотнокислого серебра).

ВОДА H_2O и УГЛЕКИСЛОТА CO_2

Вода в изверженных горных породах присутствует в трех формах: 1) конституционной воды силикатов, 2) воды, входящей в них в виде твердого раствора, 3) влажности.

Во всех этих формах вода удаляется при более или менее сильном нагревании, чем и пользуются для ее определения. Обыкновенно при анализе разделяют воду на две части: вода, выделяющаяся при температуре не выше 110° , рассматриваемая как влажность (H_2O —), и вода, выделяющаяся при прокаливании (H_2O+). Вместе с этой последней выделяется и углекислота, если она присутствует в породе, а также и другие летучие составные части. Поэтому потерю в весе навески после прокалывания и называют «потерей при прокаливании». Ее только в том случае можно принимать за воду, если микроскопически можно убедиться в совершенном отсутствии карбонатов. В противном случае необходимо прямое определение воды и углекислоты. Для воды пользуются или конденсацией или поглощением хлористым кальцием. Углекислоту поглощают едким кали.

ДВУОКИСЬ ТИТАНА TiO_2

Титан присутствует в природе не только в сфене или перовските, в виде которых легко его обнаружить микроскопически, но также в силикатах, ильмените и титаномагнетите. Поэтому о количестве TiO_2 нельзя судить, даже зная количественный минералогический состав, и определение титана химическим путем во всяком случае обязательно.

Те относительно небольшие количества TiO_2 , в которых этот окисел входит в состав горных пород, позволяют применить колориметрический способ. Определение может быть произведено после определения общего количества железа из того же раствора, окислив его H_2O_2 , причем титан переходит в TiO_3 и раствор приобретает более или менее сильное оранжево-желтое окрашивание. При очень высоком содержании железа необходимо вводить поправки на его окрашивающее действие (интенсивность окраски, производима Fe_2O_3 , эквивалентна $1/500$ интенсивности, вызываемой TiO_2)¹. В случае определения титана в растворе, полученном после разложения силиката плавиковой кислотой, важно проследить, чтобы вся Hf была удалена при нагревании с H_2SO_4 .

¹ Для того чтобы парализовать окраску раствора от значительного количества железа, обыкновенно вводят несколько капель фосфорной кислоты H_3PO_4 , обесцвечивающей окраску солей железа при действии на них H_2O_2 .

ПЯТИОКИСЬ ФОСФОРА P_2O_5

В огромном большинстве случаев P_2O_5 заключена в горной породе исключительно в апатите, в котором содержится 42.3% P_2O_5 . Если количество апатита может быть определено микроскопически в нескольких шлифах, то мы можем определить количество P_2O_5 в породе с точностью, вероятно, не меньшей, чем при обычном химическом анализе.

Из свойств фосфорной кислоты, с которыми мы встречаемся при анализе, надо вспомнить следующие. Соли ортофосфорной кислоты с трехвалентными катионами (Al, Fe^{III}) обладают чрезвычайно малой растворимостью. Поэтому при осаждении полуторных окислов вместе с ними осаждается и P_2O_5 в виде $AlPO_4$.

Далее заслуживает особого внимания то обстоятельство, что фосфорная кислота может образовать с некоторыми металлокислотами, особенно вольфрамовой и молибденовой, комплексные соединения. Фосфорно-молибденовая кислота является наиболее важным для анализа примером таких соединений. Она образует с щелочными металлами и аммиаком очень трудно растворимые соли желтого цвета, растворимость которых ничтожна, даже в свободных кислотах. Получение этого соединения и является методом открытия и определения содержания фосфорной кислоты. Надо заметить при этом, что для полноты реакции необходимо время, так как в этой не вполне ионной реакции процесс не происходит мгновенно.

Осаждение фосфорной кислоты производят из отдельной навески и в азотнокислом растворе холодным реактивом из горячего раствора.

ЗАКИСЬ МАРГАНЦА MnO

Марганец — несколько своеобразный элемент из группы железа, обладающий общим с другими членами этой группы свойством переменной валентности. С кислородом он образует два различных иона формулы MnO_4 : одновалентный перманганат-ион интенсивно окрашен в фиолетово-красный цвет и примыкает по своим свойствам к перхлорат-иону; двухвалентный манганат-ион окрашен тоже сильно в зеленый цвет и аналогичен с сульфат-ионом; он постоянен лишь в щелочном растворе, переходя в кислых в одновалентный ион, причем образуется перекись марганца.

При сплавлении с содой зеленая окраска сплава служит признаком присутствия марганца, дающего манганаты.

Количество MnO в изверженных горных породах редко превосходит 0.25%. В таком случае его удобно определить колориметрически. Породу разлагают плавиковой и серной кислотами и растворяют в азотной кислоте. Окисление марганцовистой соли в марганцевую кислоту производится надсерноаммонийной солью в присутствии азотносеребряной соли, действующей как катализатор

$2Mn(NO_3)_2 + 5(NH_4)_2S_2O_8 + 8H_2O = 5(NH_4)_2SO_4 + 5H_2SO_4 + 4HNO_3 + 2HMnO_4$;
интенсивно малиновый раствор сравнивают в колориметре со стандартом.

ДРУГИЕ СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ ПОРОДЫ

В обычном петрографическом анализе определяют только перечисленные выше окислы, и только в специальных случаях — другие составные части породы. Поэтому мы не будем на них подробно останавливаться. Заметим лишь, что эти составные части могут быть разделены на такие группы:

1. Петрогенные редкие элементы: Li, Cs, Rb, Ba, Sr, Cr, Zr, редкие земли, Из них легко микроскопическим наблюдением обнаружить Zr в цирконе и оценить его количество по количеству циркона в породе, если, как это бывает обыкновенно, отсутствуют в породе другие цирконаты. В присутствии последних химическое определение Zr становится необходимым. Но, например, в нефелиновых сиенитах или гранитах, содержащих только циркон,

количество Zr может быть получено подсчетом количества циркона, содержащего 67% ZrO_2 .

Количество Li, входящего в слюды, и Ba — в полевые шпаты, не может быть так легко определено. Заметим, что в присутствии их легко убедиться спектроскопическим исследованием соответствующих продуктов реакций, получаемых при анализе.

2. Металлогенные элементы, или тяжелые металлы, присутствуют в совершенно ничтожных количествах, определить которые обычными аналитическими методами невозможно. Поэтому в специальных исследованиях для открытия и определения относительных количеств тяжелых элементов применяют комбинированный химический и спектрографический метод, пользуясь кварцевым спектрографом, дающим спектр для длин волны 200—400 μ (ультрафиолетовых). Не останавливаясь на подробностях, укажем, что суть его заключается в следующем. Большая навеска (около 20 г) породы разлагается плавиковой и серной кислотами. Центрифугированием удаляются сульфаты. Сероводородом повторно осаждают в кислотом и слабо щелочном растворе тяжелые металлы, разделяя их на группы меди-олова и цинка отдельно. Полученные небольшие количества осадков исследуются спектрографически. Для уверенности в том, что тяжелые металлы не попали вместе с реактивами, все время ведется контрольный опыт. Однако для приблизительного определения редких элементов можно иногда обойтись и без сложной химической обработки, определяя их непосредственно из общей пробы породы.

ХОД АНАЛИЗА

В заключение сделанного обзора полезно напомнить перечень операций, применяемых при обычном анализе силикатовой горной породы. Как известно и как это видно из предыдущего, все операции при анализе можно разбить на такие группы: А) приготовление пробы, В) основной анализ, С) определение щелочей, D) определение окислов (FeO, H_2O, P_2O_5) из отдельных навесок. Как известно, анализ силикатовой породы занимает довольно много времени. Правильное распределение времени при работе является очень существенным.

Производя мелкие операции в то время, когда приходится ждать результатов операций продолжительных, можно сэкономить порядочно времени при производстве анализа, но в небольшой лаборатории операции обычно ограничиваются количеством платиновой посуды. Вашингтон считает, что можно вести анализ, получая определения 12 компонентов в 4—5 дней при работе по 8 или 9 часов в день. Аналитик, который не имеет большого опыта и соответствующей лабораторной обстановки, может быть вполне удовлетворен, если он получит результаты анализа в 8—10 дней. Поспешность в работе губительно отзывается на точности.

А. Приготовление пробы

Берут от 20 до 100 г чистых свежих осколков горной породы, избегая корок выветривания. Кусок за куском они раздробляются в ступке из закаленной стали и измельчаются, пока порошок не будет проходить через тонкое сито (25—30 отверстий на 1 см); затем берется 10—15 г такого порошка и истирается в возможно более тонкий порошок в агатовой ступке (время, нужное для этого, — от $\frac{1}{2}$ до 1 дня).

В. Основной анализ

1. Берется около 1 г самого тонкого порошка. Навеска сплавляется в платиновом тигле с содой, растворяется в соляной кислоте, раствор выпаривается досуха, смачивается HCl и после прибавления горячей воды

фильтруется. Фильтрат выпаривается досуха, по обработке HCl растворяется в H₂O и вновь фильтруется. Оба фильтра сжигаются, прокаливаются в платиновом тигле и взвешиваются (А). Прибавляется несколько капель серной кислоты и 5 см³ плавиковой; выпаривается, высушивается и взвешивается (В). Разность между А и В представляет кремнезем. Тигель с небольшим остатком (В) сохраняется (время приготовления и сплавления 1—2 часа; выщелачивание и выпаривание — значительная часть дня; обработка осадка 4 часа).

2. К фильтрату (от операции 1) прибавляется бромной воды для совместного осаждения с железом и алюминием марганца, затем аммиак в небольшом избытке. Осадок отфильтровывается, вновь растворяется в соляной кислоте, вновь осаждается и опять отфильтровывается. Оба фильтра сжигаются в тигле, содержащем остаток от кремнезема (после операции 1), и взвешиваются. Осадок, состоящий из глинозема, окиси железа, окиси титана с окисью марганца и фосфорной кислотой, прокаливается до постоянного веса (время 6 часов). 5.

3. Прокаленный осадок от операции 2 сплавляется с пиросульфатом калия и сплав растворяется в слабой серной кислоте. Железо восстанавливается сероводородом и титруется стандартным раствором перманганата. Результат представляет общее количество окислов железа в виде окиси; окись железа может быть определена после определения закиси (время 4 часа). 4.

4. В растворе от операции 3 после титрования железа определяют окись титана, окисляя перекисью водорода и сравнивая окраску со стандартным раствором титана в колориметре. Результат представляет титановую кислоту (время 1/2 часа).

5. К фильтрату от операции 2 прибавляется аммиак и щавелевокислый аммоний и раствор с осадком оставляется на ночь. Затем он фильтруется, вновь растворяется в соляной кислоте и вновь осаждается. Фильтруется еще раз; осадок прокаливается и взвешивается как известь (время операции 2 часа). 6.

6. К фильтрату от операции 5 прибавляется аммиак и фосфорнокислый аммоний. Раствор с осадком оставляется не менее чем на сутки, затем осадок вновь растворяется в азотной кислоте, вновь осаждается, фильтруется и осадок прокаливается. Взвешивается в виде пирофосфата магния, откуда вычисляется магнезия (продолжительность операции 2 часа).

7. Глинозем находится вычитанием из веса осадка, найденного при операции 2 (всегового общего количества окиси железа, титановой кислоты, окиси марганца и пятиокиси фосфора).

С. Щелочи

1. Берется 0.5 г особенно тонко измельченного порошка, смешивается с хлористым аммонием и углекислым кальцием и нагревается до темно-красного каления в тигле Смита¹. Спекшаяся масса выщелачивается водой, фильтруется, остаток промывается очень тщательно. Углекислым аммонием в фильтрате осаждается известь; отфильтровывается при тщательном промывании осадка. Фильтрат выпаривается досуха в чашке и аммонийные соли удаляются осторожным нагреванием. Остаток растворяется в воде, к нему прибавляется несколько капель щавелевокислого аммония и раствор фильтруется во взвешенную платиновую чашку. Раствор затем выпаривается и высушивается, небольшой осадок аммонийных солей отгоняется и щелочные хлориды взвешиваются (время от 4 до 8 часов).

2. Хлориды, полученные по операции 1, растворяются в воде, к раствору прибавляется хлороплатиновая кислота, и он выпаривается до гус-

¹ Нагревание, особенно первые 10—15 минут, надо вести осторожно, чтобы избежать возгонки NH₄Cl.

тоты сиропа, так что жидкость будет затвердевать при охлаждении. Полученные хлорплатинаты промываются алкоголем удельного веса 0.86, пока последний не сделается совершенно бесцветным. Остаток растворяется в горячей воде, переводится в тигель, высушивается и взвешивается как хлорплатинат калия. Из него вычисляется количество калия, вычисляется также хлористый калий, и его количество вычитается из общего количества хлоридов, полученного по 1; разница представляет хлористый натрий, из которого вычисляется Na_2O (время от 2 до 4 часов).

З а м е ч а н и е: всегда необходимо производить проверочный опыт для определения количества щелочей в употребляемом карбонате кальция и вносить соответственную поправку в анализ.

Д. Остальные составные части, определяемые отдельно

В л а ж н о с т ь. Взвешенная порция порошка высушивается в сушильном шкафу при $105-110^\circ$ (время $1\frac{1}{2}$ часа).

К о н с т и т у ц и о н н а я в о д а. Если карбонаты в породе отсутствуют и закисного железа немного, то конституционная вода достаточно точно определяется прямым прокаливанием. Из потери от прокалывания надо вычесть влажность (время $1\frac{1}{2}$ часа).

Другим способом, по Пенфильду, навеска нагревается в стеклянной трубке, конденсирующаяся вода собирается и взвешивается (время 2 часа).

У г л е к и с л о т а. Операция прокалывания подобна той, которая употребляется в органическом анализе сжиганием, когда газ собирается во взвешенной трубке с едким кали. Вода может быть определена совместно (время, исключая установки аппарата, 2 часа).

Ф о с ф о р н а я к и с л о т а. 1 г породы разлагается азотной и плавиковой кислотами; последняя отгоняется; остаток обрабатывается азотной кислотой и отфильтровывается; фильтрат кипятится и прибавляется молибденовокислый аммоний. Осадок растворяется в аммиаке, прибавляется магниезиальная смесь и оставляется на ночь. Осадок отфильтровывается, прокаливается и взвешивается как пирофосфат магнезии (время 3—4 дня).

З а к и с ь м а р г а н ц а. 1 г порошка разлагается серной и плавиковой кислотами. Раствор выпаривается и остаток высушивается, растворяется в азотной кислоте и отфильтровывается. Раствор окисляется персульфатом аммония в присутствии азотнокислого серебра и сравнивается со стандартным раствором марганца в колориметре (время от $\frac{1}{2}$ до 1 дня). Окисление персульфатом калия считается более надежным.

З а к и с ь ж е л е з а. 0.5 г порошка разлагается в платиновом тигле кипячением с серной и плавиковой кислотами в атмосфере углекислоты. Закись железа определяется в растворе титрованием стандартным раствором перманганата. Лучше производить последовательно три или больше определений (время, исключая установку аппарата, 20—30 минут на каждое определение).

Общий ход химического анализа силикатов наглядно можно представить в виде диаграммы-схемы. Такая диаграмма-изображена на фиг. 12.

ТОЧНОСТЬ АНАЛИЗА

Очень важным является вопрос о точности анализов горных пород.

Цифры анализа, как и всякие величины, получающиеся в результате того или другого опыта или измерения, являются цифрами приближенными и при их определении всегда имеет место некоторая «погрешность» измерения. Обыкновенно цифры анализа даются до второго десятичного знака (0.01%), но эта точность лишь кажущаяся; она отвечает только точности взвешивания при анализе, но отнюдь не действительной точности определения содержания окисла в породе, часто значительно меньшей.

Источники неточности цифр анализа двоякого рода.

1. При отобрании образца для анализа мы лишь приблизительно можем представить данным образцом средний состав большой массы породы. Если бы последняя была совершенно однородной, например, представляла однородное стекло, то, конечно, каждая взятая часть по составу отвечала бы всей массе, но уже в зернистой породе, состоящей из зерен разных минералов, это соответствие может быть только приближенным.

Расчет показывает, что если взять пробу в 10 г породы, состоящей из зерен размером в 1 мм^3 , то вероятная погрешность для 50-процентного содержания минерала будет 0.5% взятой пробы; для 10-процентного содержания минерала — 0.3%. При размере зерна 0.001 мм^3 соответственные величины погрешности будут 0.16 и 0.01%. Если же размер зерна увеличится до 10 мм^3 (средний диаметр 2.1 мм), то эта погрешность возрастет до 1.5 и 0.9%. В порфировых породах неоднородность породы вызывается наличием вкрапленников (фенокристаллов). Указанную погрешность можно уменьшить, увеличивая размер пробы, но всякому петрографу, детально изучавшему горные породы в поле, известно, что редко вся масса породы бывает настолько однородна, что выбитый образец ее будет обладать в точности тем же составом, как какой-нибудь другой, взятый в недалеком расстоянии. Учесть эту неоднородность породы, проявляющуюся в более крупном масштабе, очень трудно. Между тем, пробы для анализа берутся от отдельных образцов, и такие приемы систематического опробования горных масс, как это мы делаем при изучении месторождений полезных ископаемых, не применяют. Поэтому рассчитывать на очень точное соответствие анализируемого образца и значительной массы горной породы не приходится. Впрочем, нередко анализы производятся, не имея в виду представить ими средний состав большой массы горной породы, а лишь получить данные о химическом составе взятого образца с целью, например, полнее уяснить особенности его минералогического состава.

2. Другого рода погрешности вносятся при самом производстве анализа. Пределы этих погрешностей исследованы такими авторитетами, как Вашингтон, Гиллебранд, Диттрих и др.

Расхождения в цифрах анализа одной и той же породы для кремнекислоты и других окислов, количество которых составляет 30% и больше, могут достигать 0.2—0.3%; для окиси алюминия и окислов, составляющих от 10 до 30%, — от 0.1 до 0.2%; для составных частей, входящих в количестве 1—10%, — от 0.5 до 0.1%. Эти числа даны в процентах породы, а не отдельных составных частей.

При этом надо иметь в виду, что вероятные погрешности для разных окислов не всегда являются равно вероятными как в сторону преуменьшения, так и преувеличения истинного содержания окисла.

По указанию Гиллебранда, равно вероятными в ту и другую сторону являются погрешности аналитического определения CaO , Na_2O , K_2O , H_2O . Положительные ошибки преобладают при определении Fe_2O_3 , MgO , P_2O_5 , MnO , отрицательные — при определении SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , TiO_2 .

При недостаточно тщательной работе аналитические погрешности могут значительно возрасти. Особенно легко могут быть допущены значительные ошибки при определении магнезии и глинозема. Как указывает Вашингтон, в некоторых случаях они достигают 3%. Ошибка в определении магнезии представляет обычное явление. Следует иметь в виду также, что в Al_2O_3 попадают P_2O_5 , ZrO_2 , TiO_2 , если они не определяются. Бурри считает, что небольшой избыток Al_2O_3 во многих анализах объясняется этим обстоятельством. Неполное выделение SiO_2 , неполное разложение силиката, неполное промывание SiO_2 могут привести к преуменьшению содержания SiO_2 . Если кремнезем попадает в осадок вместе с Al_2O_3 , то получится преувеличенное значение для Al_2O_3 . То же будет иметь место и при неправильно проведенном осаждении полуторных окислов.

Из сказанного выше видно, что два анализа одной и той же породы можно считать тождественными, если они совпадают в десятых долях процента

а для кремнезема отклонения могут доходить даже до 0.2—0.3%. Этим определяется также и та точность расчетов, которой следует придерживаться, интерпретируя анализы. Совершенно ясно, что бессмысленно производить какие-либо расчеты с точностью, значительно превышающей точность определения тех величин, с которыми эти расчеты производятся. Поэтому знание точности анализов необходимо при выборе рационального метода использования данных анализов в целях изучения химизма изверженных горных пород вообще.

Глава IV. ПРИМЕНЯВШИЕСЯ ПЕРЕСЧЕТЫ АНАЛИЗОВ ГОРНЫХ ПОРОД

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О СПОСОБАХ ПЕРЕСЧЕТА АНАЛИЗОВ

Так как при изучении химизма горных пород и их ассоциаций нам приходится исходить из химических анализов отдельных горных пород, то эти анализы, очевидно, и являются теми единицами, или элементами, которые подлежат рассмотрению петрохимии. Методы исследования в любой области знания зависят от того материала, с которым приходится иметь дело. Поэтому нам прежде всего надо отдать себе ясный отчет в том, в чем заключаются основные особенности того материала, с которым мы имеем дело. В данном случае этот материал представляет совокупность химических анализов горных пород, подлежащих рассмотрению. В каждом из анализов мы имеем ряд величин, выражающих процентное содержание разных окислов в горной породе, т. е., другими словами, при решении стоящих перед нами задач единицы, подлежащие нашему рассмотрению, представляются в виде математического выражения, именно ряда отношений некоторых величин.

Чтобы получить какие бы то ни было выводы из любых количественных данных, непременно приходится производить над ними некоторые расчеты. Поэтому понятно, что уже давно различными петрографами, занимавшимися вопросами химизма горных пород, применялись различные приемы расчета, сводящиеся к получению из непосредственных цифр анализа некоторых новых отношений, которые могли бы более ясно выразить характерные особенности химизма пород. Главное затруднение в пользовании непосредственными цифрами анализа заключается в том, что в них даются ряды отношений слишком многих величин. Если даже оставить без внимания некоторые мало характерные составные части горной породы, например воду и др., все же мы будем иметь в анализах ряды отношений 8—10 чисел, и сравнивать непосредственно между собой такие ряды отношений, не прибегая к каким-либо расчетам, практически совершенно невозможно. Поэтому при разных способах пересчетов анализов авторы этих способов прежде всего стремились получить из цифр анализа меньшее число отношений, которые было бы легче сравнивать между собой.

В прежнее время авторы таких пересчетов придавали большое значение вычисляемым ими отношениям, желая видеть в них какие-то характеристики магм, из которых образовались изучаемые породы. Отсюда и название «магматические формулы», «магматические параметры» и т. д. На основании таких «формул» и «параметров» пытались дать какие-то «классификации магм» или «химические классификации горных пород». На самом деле, эти формулы, параметры или другие числовые характеристики, вычисляемые из химических анализов, выражают лишь некоторые особенности только одного из признаков горной породы, именно ее химического состава, и они могут быть использованы для систематики только этих химических составов горных пород. Необходимо при этом иметь в виду, что, заменяя формулами или параметрами данные анализа, мы не только не получаем чего-либо нового, не только не выигрываем в знании о химическом составе пород, но, наоборот, сознательно или бессознательно оставляем без внимания некото-

рые особенности, выраженные в первичных цифрах анализа. Для того чтобы после пересчета сохранилось во всем объеме содержание наших сведений о химизме горной породы, надо получить такое же число новых отношений, какое дается в цифрах анализа. В большинстве предложенных систем пересчетов это не достигается. Чтобы такие пересчеты имели какой-нибудь смысл, необходим тщательный выбор системы пересчета, именно надо выбрать такую систему, при которой вскрывались бы некоторые существенные свойства горной породы, которые нельзя непосредственно усмотреть из анализа. Не всякая система пересчета удовлетворяет этому, и с этой точки зрения должна оцениваться каждая из предложенных систем. Далее очевидно, что любые пересчеты имеют значение только тогда, когда они могут приводить к некоторым новым выводам. Вычисление каких-либо параметров или формул только для того, чтобы поместить их рядом с анализом, является делом совершенно бессмысленным. Достоинства того или другого способа пересчета прежде всего зависят от того, насколько он может служить отправным пунктом для дальнейших выводов.

Были предложены различные способы пересчетов анализов. Полезно критически рассмотреть достоинства и недостатки некоторых из этих способов, прежде чем остановиться на выборе наиболее рациональной системы пересчета с указанных выше точек зрения.

РАЗЛИЧНЫЕ СПОСОБЫ ПЕРЕСЧЕТОВ, ПРЕДЛОЖЕННЫЕ ДО СИХ ПОР

Все существующие способы пересчета можно разбить на две группы в зависимости от того, как в них соединяются окислы в группы. В одной авторы группируют окислы по валентности их элементов, в другой — стремятся, соединяя элементы в группы, подойти к тем их ассоциациям, которые они образуют в изверженных породах.

А. Системы характеристик с объединением окислов по валентности элементов

Здесь мы разберем старую систему Рота и две более поздних системы: Левинсона-Лессинга и Федорова.

Система Рота

Уже при первых попытках собрать и привести в порядок имеющиеся анализы горных пород появилась необходимость какой-то классификации их, и у Рота, который свел анализы горных пород в таблицы, мы находим впервые попытку дать основы их классификации. Он находил, что для этой цели «всего естественнее классифицировать горные породы аналогично солям, на кислые, средние и основные по соотношению кислоты и оснований». В соответствии с бывшими тогда взглядами на строение солей это соотношение он выражает в отношении кислорода при основаниях RO , куда по представлениям того времени входили щелочные земли и щелочи, R_2O_3 — полуторные окислы, и SiO_2 . Эти отношения Рот выражал в виде формул:

А. $RO + R_2O_3$. Кислород в $RO : R_2O_3 = 1 : 3$

- a) Кислород в $SiO_2 = (13-20)$. RO преимущественно кали
 б) » » » = (9-12).
 в) » » » = (7-9).

В. $RO + (\frac{1}{3} - \frac{2}{3}) R_2O_3$. Кислород в $RO : R_2O_3 = 1 : (1-2)$.

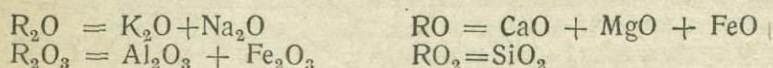
- a) $RO + \frac{2}{3} R_2O_3 + (5-6) SiO_2$. Кислород в $RO : R_2O_3 : SiO_2 = 1 : 2 : (10-12)$.
 б) $RO + \frac{2}{3} R_2O_3 + 3SiO_2$. » » » = 1 : 2 : (6-9).
 в) $RO + (\frac{1}{3} - \frac{2}{3}) R_2O_3 + (2-3) SiO_2$. » » » 1 : ($\frac{1}{2}-2$) : ($\frac{4}{3}-6$).
 д) $RO + (\frac{1}{2} - \frac{2}{3}) R_2O_3 + (1\frac{1}{2}-2) SiO_2$. » » » 1 : ($\frac{1}{3}-2$) : (3-4).
 е) $RO + \frac{1}{3} R_2O_3 + (1\frac{1}{2}-2) SiO_2$. » » » 1 : 1 : (3-4).

Рот применял также в качестве классификационного признака и отношение кислорода кремнекислоты SiO_2 к кислороду оснований $\text{RO} + \text{R}_2\text{O}_3$. Это же отношение (Sauerstoffverhältniss) клал в основу систематики составов горных пород Шеерер. Еще раньше (в 1857 г.) тем же отношением пользовался Дюроше, исключавший, впрочем, окислы железа из числа оснований, принимавшихся при этом во внимание.

«Магматические формулы» Левинсона-Лессинга

Одним из давно предложенных способов, и вместе с тем одним из наименее совершенных, является пересчет анализа на «магматические формулы» Левинсона-Лессинга. В сущности, основы этого способа заимствованы у Рота; они применялись также Абигом. Естественно, что в них отражается тот уровень химических представлений, который был во времена Рота (в 60-х годах прошлого столетия), и уже при самом появлении в свет «магматические формулы» являлись в известной степени устарелыми. Во времена Рота (1861 г.) основанием для систематики силикатов было отношение оснований к кислоте или соответственно «отношение числа атомов кислорода в основаниях к числу атомов кислорода в кремнекислоте». Это отношение принято и Левинсоном-Лессингом для образования главной характеристики химического состава «коэффициента кислотности».

Вычисление «магматической формулы» производится таким образом. Предварительно из состава породы исключаются H_2O , TiO_2 , ZrO_2 , P_2O_5 , вместе с соответственным количеством CaO , нужным для образования апатита. Остальные окислы перечисляются из весовых процентов в молекулярные количества и соединяются в группы по валентности металлов.



Затем суммируют $\text{R}_2\text{O} + \text{RO}$, обозначая сумму $\overline{\text{RO}}$, так что $\overline{\text{RO}} = \text{R}_2\text{O} + \text{RO}$. Характеристику химического состава породы можно представить в виде $m\overline{\text{RO}} \cdot n\text{R}_2\text{O}_3 \cdot p\text{SiO}_2$ или, сокращая, получают «магматическую формулу»:

$$\frac{m}{n} \overline{\text{RO}} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot \frac{p}{n} \text{SiO}_2.$$

Как мы видим, это в сущности те же отношения, какие применял Рот.

В дополнение к этой формуле дается отношение $\text{R}_2\text{O} : \text{RO}$. Дальнейшим, получаемым из формулы, характерным числом является коэффициент кислотности α :

$$\alpha = \frac{2p}{m + 3n} = \frac{2 \frac{p}{n}}{\frac{m}{n} + 3}.$$

Этот «коэффициент кислотности», как видим, не что иное, как «кислородное отношение» Шеерера.

Как видно из изложенного, главным основанием для группировки окислов в системе Левинсона-Лессинга является валентность элементов этих окислов. Эта особенность элементов, однако, отнюдь не выражает их роли в химизме горных пород. Действительно, как мы видели выше, Al и Fe^{+++} в изверженных горных породах играют совершенно различную роль, входя в состав соединений один (Al) силикатных, а другой (Fe^{+++}) фемических. Противоположный характер тех и других является одним из основных свойств изверженных горных пород. Далее, в рассматриваемом способе вся известая соединяется вместе с магнезией и закисью железа. Но мы видели также, что в изверженных горных породах большая часть извести ($\frac{2}{3}$) входит в состав алюмосиликатов и по своей роли в породе гораздо ближе стоит к щелочам,

чем к окислам железа и магнезии. Наконец, разделение окиси и закиси железа, отношение которых в изверженных породах зависит от случайных причин, не является достаточно обоснованным.

Таким образом, мы видим, что магматические формулы Левинсона-Лессинга не отражают самых основных особенностей химизма изверженных горных пород, исходя лишь из чисто формального признака валентности металлических элементов.

Однако в самой магматической формуле и эта группировка не выдержана вследствие соединения R_2O и RO . Это странное для нас теперь соединение щелочей и щелочных земель (в группу \overline{RO}), как мы видели, имело место у Рота. Тогда (в 60-х годах прошлого столетия) оно было естественным, так как в то время формулы щелочей писались KO и NaO , и окислы, естественно, разделялись на типы RO и R_2O_3 , нашедшие свое запоздалое отражение и в «магматических формулах» Левинсона-Лессинга (1897).

В дальнейшем применении этих формул их автором и отчасти его последователями была допущена очень существенная математическая ошибка. Именно для характеристики средних составов разных типов и групп пород вычислялись средние из коэффициентов «магматической формулы» и средние из «коэффициентов кислотности». Эти коэффициенты являются, как мы видим, некоторыми функциями данных цифр анализа, поэтому предположение, что средние из этих коэффициентов отвечают соответственным коэффициентам, характеризующим средние химические составы породы, равносильно допущению, что среднее арифметическое некоторых функций равно соответствующей функции среднего арифметического из аргументов, что очевидно неправильно.

Эта допущенная в самом начале ошибка привела к тому, что «магматические формулы» и «коэффициенты кислотности», указывавшиеся как характеристики некоторых средних типичных химических составов, в действительности ими не являются, и пользоваться ими, даже с точки зрения допустимости основных признаков системы, нельзя, как вычисленными арифметически неправильно.

«Символы химического состава» Федорова

Символы Федорова являются видоизменением и некоторым усовершенствованием системы Левинсона-Лессинга. Они представляют отношение молекулярных количеств:

$$R_2O : R_2O_2 : R_2O_3 : R_2O_4,$$

где

$$R_2O = K_2O + Na_2O$$

$$R_2O_2 = Ca_2O_2 + Mg_2O_2 + Fe_2O_2$$

$$R_2O_3 = Al_2O_3 + Fe_2O_3$$

$$R_2O_4 = Si_2O_4 + Ti_2O_4$$

Приводя сумму к 100 (выражая в процентах), получим характеристику химического состава в виде символа ($a:b:c:d$), где

$$a : b : c : d = R_2O : R_2O_2 : R_2O_3 : R_2O_4 \text{ и } a + b + c + d = 100.$$

Символы Федорова последовательнее и стройнее выражают группировку элементов по валентности, но они обладают тем же существенным недостатком, что и формулы Левинсон-Лессинга, объединяя такие различные по существу элементы, как Al и Fe , а также Ca и $(Mg + Fe)$, и разделяя окислы железа по мало существенному признаку степени окисления.

Предлагая выражать характеристику химического состава горной породы в виде символа, представляющего отношение четырех чисел, Федоров развил геометрический способ представления этих составов, воспользовавшись барическими координатами. Именно в этом приложении геометрического способа к рассмотрению химизма пород состоит значительный шаг вперед по сравнению с магматическими формулами Левинсона-Лессинга. Об этом способе Федорова мы будем говорить в дальнейших главах.

В. Системы характеристик с объединением окислов в группы; отвечающие ассоциациям их в горных породах

В целом ряде систем пересчетов авторы группируют окислы таким образом, чтобы в этих группах отражались те соотношения окислов, какие имеются на самом деле в изверженных горных породах. Главным образом в этих группировках задача сводится к разделению извести на две части: известь «полевошпатовую» и «свободную». Это разделение достигается при помощи следующего условного расчета. Из молекулярного количества глинозема вычитается молекулярное количество щелочей. Разность представляет, очевидно, то количество глинозема, которое не может войти в состав щелочных алюмосиликатов. Равное ему молекулярное количество извести, очевидно, представляет то максимальное количество извести, которое может находиться в составе алюмосиликата. Это количество условно и считается «полевошпатовой» известью.

Этот простой расчет положен в основание всех рассматриваемых дальше систем пересчета, начиная от систем Мишель-Леви и Озанна. Своеобразное дальнейшее развитие этот принцип расчета естественных группировок окислов в породах получил в американской количественной классификации. Во всех более новых системах пересчета: Вольфа, Ниггли, Хоммеля и т. д. в основу положен тот же принцип расчета.

Система Мишель-Леви

Мишель-Леви в своей «Классификации магм изверженных горных пород» (1897) разделял породы по химическому составу, также группируя определенным образом окислы, входящие в состав породы, и беря отношения образуемых таким образом групп.

Процентное весовое количество K_2O и Na_2O , входящее или, точнее, могущее войти в состав алюмосиликатов, он обозначает соответственно буквами k и n . По количеству остающегося после образования групп $K_2O \cdot Al_2O_3$ и $Na_2O \cdot Al_2O_3$ глинозема определяется количество извести, входящей в состав анортита (в группе $CaO \cdot Al_2O_3$). Эта известь называется Мишель-Леви «chaux feldspathisable», т. е. известь, могущая пойти в полевой шпат, или, короче, «полевошпатовая известь»¹; она обозначается буквой c . Остающееся за вычетом ее из общего количества извести количество этого окисла называется «chaux libre» — свободная известь. В некоторых редких случаях или глинозема может нехватать для образования щелочных алюмосиликатов, и тогда получается избыток натра Na_2O , который может входить в состав эгириновой молекулы (в группе $Na_2O \cdot Fe_2O_3$) и который обозначается n' , или же, наоборот, в других случаях может получиться избыток глинозема, если молекулярное количество глинозема $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$; этот избыток глинозема обозначается a . Процентное содержание магнезии Мишель-Леви обозначает буквой m .

Как только что сказано, Мишель-Леви вводит свои параметры для целей классификации химических составов горных пород, которую он и называл классификацией магм, как это было принято в то время.

Важную роль при разделении магм по химическому составу он приписывал отношению $m : c$. На основании этой величины, составы разделялись так: когда $m = 0$, мы имеем щелочную магму (magma alcalin); если $m < c$, магма щелочноземельно-щелочная (alcalinoterreux); если $m = c$ — щелочноземельная (terreux alcalin); когда $m > c$ — магма железисто-магнезиальная (ferromagnésien). Дальнейшими основаниями для разделения служат отношения $c : n = C$ и $k : n = K$, а также относительные величины других из вышеуказанных параметров.

¹ Не следует этому термину приписывать значение, которого он не имеет, и думать, что количество «полевошпатовой извести» есть количество этого окисла, действительно заключенное в реальных полевых шпатах горной породы.

Позднее (1903) Мишель-Леви, разбирая американскую количественную классификацию, которая будет изложена ниже, предложил для целей классификации пород по химическому составу еще ряд параметров. Исходя из своих теоретических представлений, он различает в составе горных пород двойного рода составные части. С одной стороны, те, которые представлены главным образом в щелочных магмах, а другие — те, которые мы находим в магмах железисто-магнезиальных. Первые, проявляющие себя в действии фумаролл, можно назвать фумарольными составными частями или сокращенно автор называет их «la fumerolle». Вторые — шлаковые составные части или сокращенно шлак («scories»), названные так по сходству с железисто-магнезиальными шлаками, на которые похожа магма, богатая железом. Идея противоположности тех и других составных частей породы и отражена в параметрах Мишель-Леви. Этими параметрами являются следующие величины:

$$\Phi = \frac{S_{sat}}{2k+3n}; \quad r = \frac{k}{n}; \quad c'; \quad n \quad \text{и} \quad \Psi = \frac{F}{M} = \frac{f}{m},$$

где k — кали,
 n — натр, входящий в полевые шпаты и фельдшпатыды,
 n' — натр, свободный, не входящий в полевые шпат,
 c' — известь, не входящая в полевые шпаты,
 s — известь анортита,
 x — железисто-магнезиальные (фемические) составные части,
 S_f — кремнекислота фемических составных частей,
 S_{sat} — кремнекислота салических составных частей,
 S — общее количество кремнекислоты,
 m — магнезия,
 f — окислы железа.

Все берется в весовых процентах.

$$c' = \frac{c'}{x}; \quad M = \frac{m}{x}; \quad F = \frac{f}{x} \quad r = \frac{k}{n}.$$

$$S_{sat} = S - S_f.$$

Для вычисления x и S_f Мишель-Леви предлагает следующие приближенные формулы:

$$x = 2(f + m + c' + n') - 0.8f + 2n',$$

$$S_f = (f + m + c' + n') - 0.8f + 2n',$$

на выводе которых останавливаться здесь не будем.

Основным параметром фумарольных составных частей является Φ , который представляет «скрытую кислотность» породы. Когда $\Phi = 1.93$, кремнезема салических составных частей как раз хватает для насыщения кали и натра с образованием щелочных полевых шпатов. При более низких значениях Φ мы имеем область пород с фельдшпатами, при более высоких — все более и более кислые породы.

По величине Φ Мишель-Леви различал шесть главных групп пород: эллитовые или лейцитовые ($\Phi = 0-1.9$), щелочно-сиенитовые (1.9-2.2), сиенитовые (2.3-2.9), щелочно-гранитовые (3-3.4), гранито-диоритовые (3.5-4.4), тоналитовые (4.5-6.6 и выше).

Второй параметр, характерный для фумаролл, представляет r , которое может изменяться от 0.10 до 2.5 или немного выше. На основании этой величины горные породы разделяются на пернатровые (persodiques, $r = 0-0.19$), меганатровые (megasodiques, $r = 0.20-0.35$), мезонатровые (mesosodiques, $r = 0.36-0.55$), мезокалиевые (mesopotassiques, $r = 0.56-0.89$), мегакалиевые (megapotassiques, $r = 0.90-2.5$), перкалиевые (perpotassiques, r выше 2.5).

Для шлаковых железисто-магнезиальных частей главной характеристикой служит параметр Ψ , который колеблется между 2.3 и 5.2. Когда Ψ , ниже

3, мы имеем магнезиальную магму; при $\Psi =$ от 3 до 4 — железисто-магнезиальную, выше 4 — железистую.

Особый интерес представляет параметр c' , т. е. свободная известь. Если $c' = 0-0.05$, мы имеем микрокальциевую (microcalcique) магму, которая в то же время является мегаглиноземистой (megaalumineux), так как глинозем и свободная известь связаны обратной зависимостью; если $c' = 0.06-0.10$, магма является мезокальциевой и мезоалюминиевой (mesocalcique ou mesoalumineux); при $c' = 0.11$ и выше мы имеем магму мегакальциевую и микроглиноземистую (megacalcique et microalumineux); если при вычислении появляется n' , мы имеем эгириновую магму.

Как ни мало разработанной представляется система Мишель-Леви, отмечающая только некоторые особенности химизма горной породы, она лучше, чем изложенные раньше, отражает существенные черты химизма горных пород. Именно по этому пути, видоизменяя и так или иначе развивая его, пошли авторы более новых систем.

Система Озанна

В основу параметров, применявшихся Озанном и представляющих отношения молекулярных количеств окислов, также положено разделение всего количества извести на известь полевошпатовую и известь свободную.

Характеризующими химический состав горной породы числами в системе Озанна являются:

S — молекулярное процентное содержание SiO_2 , к которому присоединяется также TiO_2 и ZrO_2 (иногда и P_2O_5),

A — сумма молекулярных процентов $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} (+ \text{Li}_2\text{O})$,

C — молекулярные проценты $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$,

F — сумма молекулярных процентов $(\text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO}) - \text{C}$, причем в FeO входит и Fe_2O_3 , перечисленное предварительно в закись, а также и MnO.

При вычислении могут быть два частных особенных случая:

1. В случае, если $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$, то $A = \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$; $C = 0$, $F = (\text{FeO} + \text{CaO} + \text{MgO}) - (A - \text{Al}_2\text{O}_3)$. Здесь $(A - \text{Al}_2\text{O}_3)$ выражает количество Na_2O , соединенное с Fe_2O_3 в молекуле эгирина, причем группу $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ Озанн включает в A, а не в F.

2. В редком случае, когда $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ избыток $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ соединяется в группу $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$. Al_2O_3 и присоединяется к C.

Подсчитанные таким образом величины являются основными, из которых вычисляются другие параметры. Заметим, между прочим, что очевидно по способу вычисления $S + 2A + 2C + F = 100$.

Главной характеристикой состава горной породы по Озанну является отношение:

$$A : C : F,$$

которое он перечисляет на сумму коэффициентов, равную или 20 в более ранних работах, или 30 в позднейших, обозначая эти коэффициенты строчными буквами a, c, f. Таким образом

$$a = \frac{20A}{A + C + F}; \quad c = \frac{20C}{A + C + F}; \quad f = \frac{20F}{A + C + F}$$

или

$$a = \frac{30A}{A + C + F}; \quad c = \frac{30C}{A + C + F}; \quad f = \frac{30F}{A + C + F}$$

Далее, важным коэффициентом являются величины

$$n = \frac{10 \cdot \text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \quad \text{и} \quad m = \frac{10 \cdot (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{CaO}}$$

где СаО обозначает свободную известь, входящую в F.
Наконец характерной величиной является

$$k = \frac{S}{6A + 2C + F}$$

выражающая кислотность горной породы.

Озанн изображал особенности состава, выраженные в вычисленных параметрах, в виде «формулы» $S_v a_w c_x f_y n_z$, в которую вычисленные параметры входят как индексы. Ограничимся примером роговообманкового гранита из Hsetal в Гарце, для которого «формула» Озанна представится так:

$$S_{63.5} a_{10} c_5 f_{15} n_{5.7}$$

Такие формулы применялись Озанном для разделения по химическому составу горных пород, принадлежащих к одному и тому же семейству по классификации Розенбуша.

В пределах каждого семейства по особенностям химического состава, выраженным в формулах, выделились типы, обозначаемые особым названием по месторождению наиболее типичных представителей. Мы ограничимся перечнем типов Озанна для глубинных изверженных горных пород.

Граниты

1. Houg natten
2. Qulncy
3. Syene
4. Kammgranit
5. Brookville
6. Hauzenberg
7. Katzenfels
8. Upham
9. Birkem
10. Fichtelgebirge
11. Woodstock
12. Melibocus
13. Dorsey's Run
14. Lier

Сиениты

15. Beaver Creek
16. Nordmark
17. Umptek
18. Hedrum
19. Yogo Peak
20. Farrenkopf
21. Highwood Mts.
22. Akerit
23. Farsund
24. Larvik

Нефелиновые сиениты

25. Ditro
26. Kangerdluarsuk
27. Crasy Mts.
28. Transvaal
29. Davis Creek
30. San Vincente
31. Lunde
32. Borolan
33. Bemerville
34. Brookville

Диориты

35. Klausen
36. Montrose
37. Campo major
38. Butte
39. Sweetgrass
40. Schwarzenberg

41. Brixen
42. Szaska
43. Avio See
44. Moja

Анортозиты

45. Rawdon
46. Lister
47. Encampment
48. Iron Mt
49. Beaver Bay

Габбро

50. Cote St Pierre
51. Lichtenberg
52. Snlitema
53. Molkenhaus
54. Keewenaw
55. Baltimore
56. Stony Run
57. Bagley Creek
58. Phoenix Reservoir
59. Pharkowsky Ouwal
60. Pavone

Эссекситы и тералиты

61. Palisade Butte
62. Rongstock
63. Kunjokthal
64. Square Butte
65. Fairview
66. San Vincente
67. Martinsdale
68. Cabo Frio

Уртиты, ийолиты и миссуриты

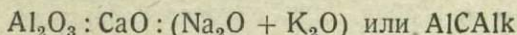
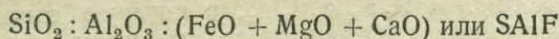
69. Urtit
70. Iivaara
71. Shonkin Creek

Перидотиты, пироксениты и горнблендиты

72. Alter Pedroso
73. Webster
74. Dun Mts
75. Meadow Creek
76. Kaltes Thal
77. Brandberget

В дальнейшем, говоря о диаграммах, которые употреблялись Озанном для наглядного изображения его формул, мы поместим диаграмму, где теми же номерами, что в только что приведенной таблице, помечены точки, изображающие соответственные составы.

Озанн в своих петрохимических исследованиях применял и другие числовые характеристики химизма горных пород. В работах 1913 г. он ввел такие молекулярные отношения (также перечисляя их на 30 в сумме)



$$\text{и} \quad \frac{10 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{CaO}} \quad \text{или MC}$$

наряду с прежним п, т. е.

$$\frac{10 \text{ Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \quad \text{или NK.}$$

Система Озанна отличается большой стройностью, и это обеспечило ей широкое распространение до последнего времени, когда она начала заменяться близкой ей системой Ниггли. Нельзя не отметить, однако, вместе с достоинствами и ряд недостатков этой системы. Самым существенным является отделение кремнекислоты от других окислов, вследствие чего из числовых характеристик не видно сразу отношение SiO_2 к другим окислам.

Непонятным является присоединение группы $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ («основание эгирина») к группе салических окислов и тем более группы $\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ (в пересыщенных глиноземе пород) к группе $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ (С).

По существу, неправильным является выражение кислотности к (избытка или недостатка SiO_2) в виде геометрического отношения, а не арифметического (разности), хотя такого рода выражение этой величины в виде отношения, а не разности и применяется некоторыми (Мишель-Леви и Левинсон-Лессинг). Об избытке или недостатке SiO_2 непосредственно мы судим по разности общего количества SiO_2 и того, которое может пойти на образование насыщенных минералов.

Очень существенным является применение Озанном диаграмм, хотя и не полно отражающих главные черты химизма пород.

[Система Ниггли

Параметры Ниггли представляют так же, как в системе Озанна, отношения, вычисляемые из молекулярных количеств окислов, причем окись железа также предварительно переводится в закись.

Вычисляются такие молекулярные отношения:

$$1) (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) : \text{CaO} : (\text{FeO} + \text{MgO}) : \text{Al}_2\text{O}_3 = \text{alk} : \text{c} : \text{fm} : \text{al}$$

так, чтобы $\text{alk} + \text{c} + \text{fm} + \text{al} = 100$

$$2) \text{si} = 100 \frac{\text{SiO}_2}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3}$$

При этих подсчетах небольшие количества Li_2O присоединяют к K_2O ; SiO и BaO — к CaO ; MgO и NiO — FeO ; T_2O , P_2O_5 , ZrO_2 и другие «кислотные» окислы — к SiO_2 .

$$3) \text{Важным параметром является разность } \text{al} - \text{alk}$$

$$4) \text{qz} = \text{si} - \{6\text{alk} + 2(\text{al} - \text{alk}) + [\text{c} - (\text{al} - \text{alk})] + \text{fm}\}.$$

Это число qz выражает избыток или недостаток кремнезема, получающийся при образовании молекул, отвечающих теоретическому составу силикатов; очевидно, что если $\text{al} - \text{alk} > 0$, то $\text{qz} = \text{si} - (100 + 4\text{alk})$, и если $\text{al} - \text{alk} < 0$, то $\text{qz} = \text{si} - (100 + 3\text{al} + \text{alk})$.

5)

$$k = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \text{ и } mg = \frac{MgO}{MgO + FeO}$$

По величине qz различаются магмы (составы), пересыщенные кремнезёмом, когда $qz > +12$ (сильно пересыщенные, если $qz > +100$), промежуточные или средние с qz от $+12$ до -12 , недосыщенные, если $qz < -12$ (в сильно недосыщенных $qz < -50$).

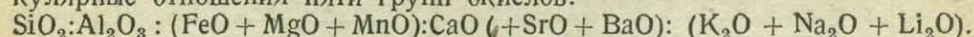
Большое значение для классификации составов Ниггли придает соотношению между al и fm . Различаются следующие пять групп по величине $al - fm$, образующих непрерывный ряд:

$$al - fm > 15 > al - fm > 5.5 > al - fm > -5.5 > al - fm > -15 > al - fm.$$

Кроме различий по величине qz и $al - fm$, химические составы пород, по Ниггли, могут быть сгруппированы в три ряда: натровый, калиевый и известково-щелочной. Различия их выражаются в относительных количествах $al - alk$ и k .

В таблице фиг. 13 дан, по Ниггли, обзор важнейших типовых магм, которые он выделяет.

Как мы видим, в системе Ниггли сокращение числа отношений, даваемых в анализе, при вычислении характеризующих состав параметров не велико. Вместо весовых процентных отношений окислов, определяемых аналитиком, Ниггли для характеристики состава породы принимает молекулярные отношения пяти групп окислов:



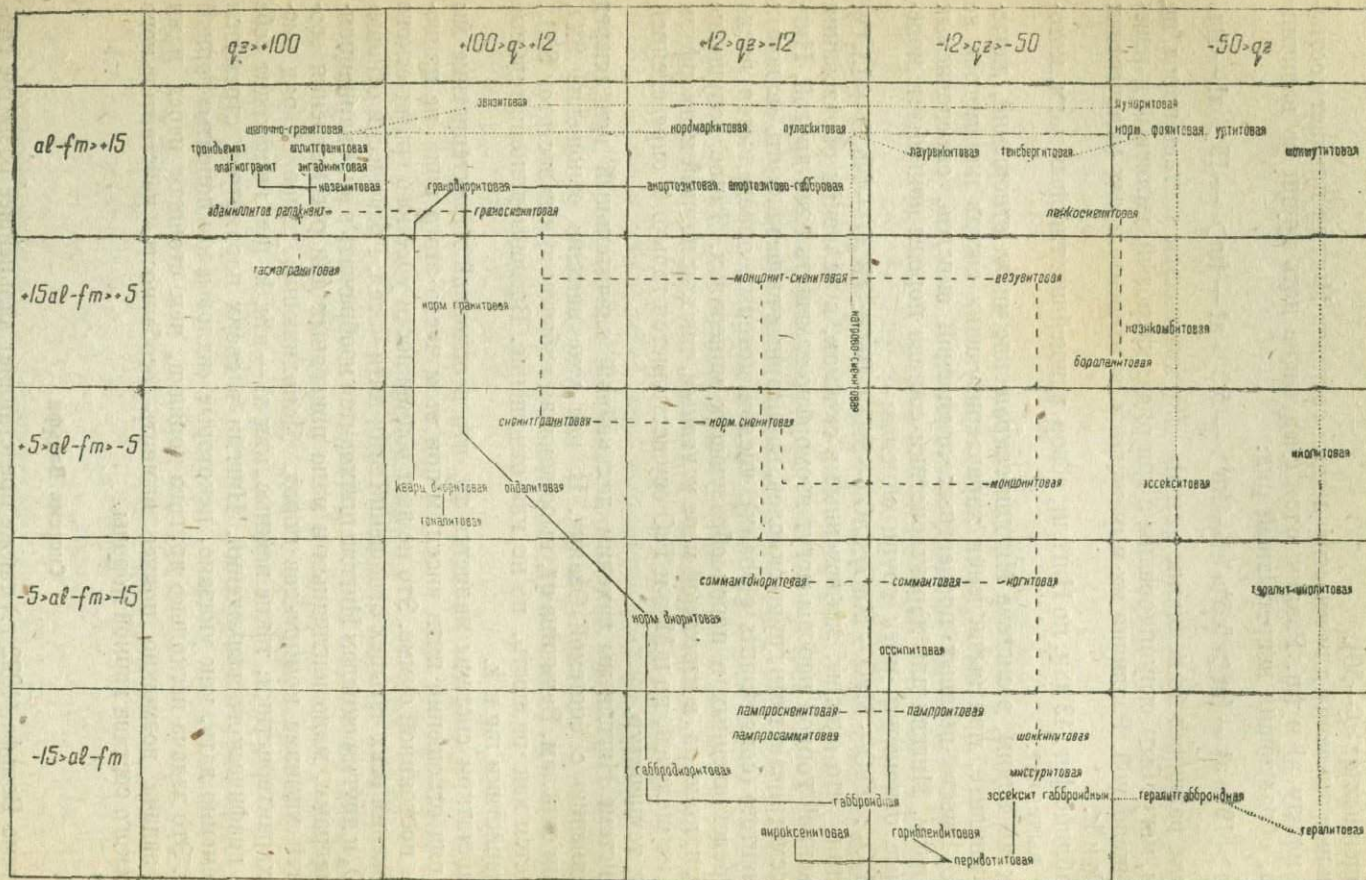
Считая, что окислы, заключенные в скобках, в условиях образования изверженной горной породы могут изоморфно замещать один другой, Ниггли рассматривает пять групп окислов, написанных выше как пять «валовых компонентов» (*constituants globaux*), числом которых определяется число фаз, представленных в породообразующих минералах. Такое допущение является, конечно, в известной мере условным, так как полный изоморфизм не только щелочей, но и MgO и FeO осуществляется только в определенной области температур.

В системе Ниггли мы находим дальнейший значительный шаг вперед по сравнению с системой Озанна. В ней уже введено отношение SiO_2 к другим окислам. Величина qz , выражающая избыток или недостаток SiO_2 , получается как разность, но не как отношение. Введены дополнительные характеристики mg и k .

Недостатком системы является то, что в основной характеристике мы имеем ряд отношений пяти чисел, и при этом числа этого ряда не приводятся к постоянной сумме. Это не дает возможности удобного графического изображения всех четырех отношений этих пяти чисел. Графически отношение SiO_2 к другим окислам Ниггли приходится изображать в виде вариационных диаграмм, мало наглядных и мало пригодных для рассмотрения особенностей химизма комплексов пород. Дополняющие основной ряд числовые характеристики, такие важные, как $al - alk$, k , mg , не находят себе ясного графического выражения. Ниггли в своих параметрах стремится одновременно дать, как указано, некоторые «валовые компоненты» горной породы. Это задача несколько другого порядка, чем стоящая перед нами сейчас задача возможно полнее выявить особенность действительного химического состава горной породы.

Система Вольфа

Система Вольфа (1922 г.) также представляет дальнейшее развитие способа пересчетов, употреблявшегося Озанном, имеющее целью полнее отразить особенности минералогического состава породы. Она является своего рода усовершенствованной системой пересчетов того рода, которые лежат в основе американской количественной классификации (см. ниже).



Фиг. 13. Типы магм по Ниггли.

Так же как и Озанин, при вычислении своих параметров Вольф исходит из молекулярных процентных отношений. Вода не принимается во внимание при расчете и выбрасывается из состава.

Параметрами являются (в молекулярных процентах):

$$S = \text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 + \text{ZrO}_2 + \text{P}_2\text{O}_5.$$

$A = \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} (+\text{Li}_2\text{O})$, входящие в щелочные алюмосиликаты: $A = \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, если $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} (+\text{Li}_2\text{O})$, или $A = \text{Al}_2\text{O}_3$, если $\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} (+\text{Li}_2\text{O})$.

$C = \text{CaO}$, входящее в алюмосиликаты, т.е. равное $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$.

Если эта величина отрицательна, то $(-C)$ обозначается буквой e («эгириновый множитель»). Если $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) >$ общего количества CaO , то $C = \text{CaO}$ (этому общему количеству), а величина $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ обозначается буквой t , представляя избыток глинозема. Таким образом, в двух частных случаях может появиться один из двух параметров: e — эгириновый множитель или t — избыток глинозема.

В редких случаях, когда абсолютное значение величины $[-C]$ больше Fe_2O_3 , то $e = \text{Fe}_2\text{O}_3$, а разность $[-C] - \text{Fe}_2\text{O}_3 = e'$, при условии, что $e' < \text{FeO}$. Если же $e' > \text{FeO}$, то за e' принимается величина FeO , т.е. $e' = \text{FeO}$, а избыток щелочей обозначается e'' .

$C' = \text{CaO}$, остающееся в избытке после вычитания из общего количества известки той ее части, которая идет в алюмосиликат (анортит),

$$C' = \text{CaO} - [\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})] = \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$$

при условии, что $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$;

Mt — магнетит = $2\text{Fe}_2\text{O}_3$, если $\text{Fe}_2\text{O}_3 < \text{FeO}$, или = 2FeO , если $\text{FeO} < \text{Fe}_2\text{O}_3$;

$Fe'' = \text{FeO} - Mt$ в случае, если $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$;

$Fe''' = \text{Fe}_2\text{O}_3 - Mt$, если $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$;

$F = C' + \text{MgO} + Fe'' + \text{MnO}$.

Из этих параметров вычисляются:

$$L = 8A + 4C + t,$$

$$M = 2F + Mt + Fe''' + 6e (+ 6e' + 2e''),$$

$$Q = S - (6A + 2C + F).$$

Из этих параметров и величин молекулярного процентного содержания окислов Вольф для целей сравнения и классификации пород пользуется следующими: $L; M; Q; A; C; \text{K}_2\text{O}; \text{MgO}; C'; Fe''; Mt$. Из способа пересчета следует, что $L + M + Q = 100$. Величина Q может быть и отрицательной. L, M и Q служат координатами для построения треугольных диаграмм, при помощи которых и делается сопоставление и сравнение анализов. Свойства этой диаграммы мы рассмотрим позднее.

С. Система американской количественной классификации CIPW

Сущность этой системы заключается в том, что вычисляются такие относительные количества (по весу) некоторых простых соединений, в которых нужно взять эти соединения, чтобы получить состав, одинаковый с составом данной породы. Каждая горная порода представляет смесь минералов, и если бы состав каждого из этих минералов был известен, то, зная количество минералов, мы знали бы и состав породы. Но, как уже было сказано, в огромном большинстве случаев состав минералов, образующих породу, в точности неизвестен. Кроме того, породы одинакового химического состава могут иметь разный минералогический состав в зависимости от условий образования. Поэтому при сравнении химических составов пород (не самих пород) в большинстве случаев мы не можем исходить из их действительного (реального) минералогического состава, и авторы системы CIPW прибегают к искусственному приему представления химического состава в виде смеси упомянутых

выше соединений. Эти соединения называются нормативными минеральными молекулами, или «стандартными минералами», а выражение химического состава этих соединений — нормой состава, или виртуальным составом породы. Для каждой нормативной молекулы применяют особое обозначение. Этими молекулами являются:

Салическая группа SAL

| | | | |
|----|-------|--|---|
| Q | | SiO ₂ | |
| C | | Al ₂ O ₃ | |
| Z | | ZrO ₂ .SiO ₂ | |
| or | } F | K ₂ O.Al ₂ O ₃ .6SiO ₂ | |
| ab | | | Na ₂ O.Al ₂ O ₃ .6SiO ₂ |
| an | | | CaO.Al ₂ O ₃ .2SiO ₂ |
| lc | } L | K ₂ O.Al ₂ O ₃ .4SiO ₂ | |
| ne | | | Na ₂ O.Al ₂ O ₃ .2SiO ₂ |
| kp | | | K ₂ O.Al ₂ O ₃ .2SiO ₂ |
| hl | | NaCl | |
| th | | Na ₂ SO ₄ | |
| nc | | Na ₂ CO ₃ | |

Фемическая группа FEM

| | | | | |
|----|-----|-------|---|--|
| ac | } P | | Na ₂ O.Fe ₂ O ₃ .4SiO ₂ | |
| ns | | | | Na ₂ O.SiO ₂ |
| ks | | | | K ₂ O.SiO ₂ |
| di | | | | CaO(Mg,Fe)O.2SiO ₂ |
| wo | | | | CaO.SiO ₂ |
| hy | } O | | (Mg,Fe)O.SiO ₂ | |
| ol | | | | 2(Mg,Fe)O.SiO ₂ |
| cs | | | | 2CaO.SiO ₂ |
| mt | } H | | FeO.Fe ₂ O ₃ | |
| cm | | | | FeO.Cr ₂ O ₃ |
| hm | | | | Fe ₂ O ₃ |
| il | } M | | FeO.TiO ₂ | |
| tn | | | | CaO.TiO ₂ .SiO ₂ |
| pf | | | | CaO.TiO ₂ |
| ru | } T | | TiO ₂ | |
| ap | | | | 3 (3CaO.P ₂ O ₅).CaF ₂ |
| fr | | | | CaF ₂ |
| pr | } A | | FeS ₂ | |
| cc | | | | CaO.CO ₂ |

Как видно, состав этих соединений отвечает теоретическим, идеальным составам различных минералов, почему они и называются «стандартными минералами», а каждый из них называется именем того минерала, теоретический состав которого он представляет. Таким образом, мы можем говорить о количестве нормативного гиперстена, нормативного анортита в химическом составе данной породы, не смешивая их, конечно, с реальным гиперстеном и анортитом в самой породе. Таких реальных минералов в ней может и не быть.

Некоторые из петрографов выражали отрицательное отношение к способу пересчета анализов по системе CIPW. В большинстве случаев возража-

¹ Обыкновенно для этих обозначений употребляют прямой шрифт; мы его заменили курсивом для удобства чтения в дальнейшем изложении правил вычисления виртуального состава (Norm).

ния сводятся к указаниям на расхождение нормы с реальным минералогическим составом. Это возражение основано на очевидном недоразумении, и в основе его лежит логическая ошибка, известная под названием *ignotatio elenchi*, так как авторы системы никогда не смешивали этих двух различных вещей, а впоследствии Вашингтоном, во избежание этого недоразумения, даже прежний термин «стандартные минералы» был заменен термином «минеральные молекулы». Тем не менее еще до сих пор можно встретить повторения этих возражений.

Применение системы CIPW есть искусственный прием, преследующий цели определенной систематики химических анализов горных пород, и единственный вопрос, который может возникнуть, состоит в том, насколько тот труд, который затрачивается на пересчет анализов, оправдывается достигаемыми результатами. На этот вопрос не так легко ответить, но приходится считаться с тем, что этот способ получает все более широкое распространение и отчетливое знание его должно быть обязательным для каждого петролога.

Порядок вычисления нормы основан на некоторых положениях, которые сводятся к следующим главным правилам:

А. В зависимости от содержания кремнезема различаем случаи:

Если в породе SiO_2 больше, чем нужно для образования наиболее богатых кремнеземом силикатов, то избыток SiO_2 появляется в виде кварца.

Если имеет место недостаток кремнезема, то могут быть три случая:

- 1) часть гиперстена заменяется оливином;
- 2) если при полной замене гиперстена оливином все же недостаток кремнезема не покрывается, то часть альбита заменяется нефелином;
- 3) если недостаток кремнезема настолько велик, что он не покрывается заменой всего гиперстена оливином и всего альбита нефелином, то часть ортоклаза (или даже весь ортоклаз) заменяется лейцитом.

В. В зависимости от содержания глинозема различаем случаи:

1) если молекулярное количество $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$, то избыток глинозема выражается в виде корунда;

2) если $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, то глинозем распределяется на образование алюмосиликатов щелочей и извести;

3) если $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$, то избыток Na_2O , равный разности $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$, входит в состав акмита.

| | $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ | $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ | $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$ |
|---|---|--|--|
| Избыток SiO_2 | Q or ab an C | hy | Q or ad an |
| | | hy | di hy |
| | | | Q or ab |
| | | | ac di hy |
| SiO_2 нехватает для образования гиперстена | or ab an C | hy ol | or ab an |
| | | ol | di hy ol |
| | | | or ab |
| | | | ac di hy |
| SiO_2 нехватает для образования альбита | or qb ne an C | ol | or ab ne an |
| | | ol | di ol |
| | | | or ab ne |
| | | | ac di ol |
| SiO_2 нехватает для образования ортоклаза | or lc ne an C | ol | or lc ne an |
| | | ol | di ol |
| | | | or lc ne |
| | | | ac di ol |

Из этих правил пересчета вытекает, что совместно в норме не могут присутствовать:

| | | | | |
|------------------|---|-------------|-------------|-----------|
| Q вместе | с | <i>ol</i> , | <i>ne</i> , | <i>lc</i> |
| <i>hu</i> вместе | с | <i>ne</i> , | <i>lc</i> | |
| <i>lc</i> вместе | с | <i>ab</i> | | |
| C вместе | с | <i>di</i> , | <i>ac</i> | |
| <i>an</i> вместе | с | <i>ac</i> | | |

Кроме того, как увидим, *wo* не может быть вместе с *hu* или *ol*. Отсюда вытекают характерные ассоциации в норме, показанные в таблице на предыдущей странице.

Вычисление виртуального состава или нормы

1. Вычисляется молекулярное количество¹ для каждого окисла, входящего в породу. Оно получается делением процентного весового количества на молекулярный вес окисла. Для упрощения этого действия имеется таблица, данная в приложении.

2. Количества MnO и NiO присоединяются к FeO, а количество BaO и SiO — к CaO.

3a. Количество CaO, равное $3.33 P_2O_5$ (или $3 P_2O_5$ и $0.33F$, если последний имеется), соединяется с P_2O_5 в *ap*.

3b. Количество Na_2O , равное Cl_2 , соединяется с ним в *hl*.

3c. Количество Na_2O , равное SO_3 , соединяется в *th*. Правило применяется для пород, содержащих минералы гаюиновой группы.

3d. Количество FeO, равное половине S, соединяется с ней в *pr*.

3e. Количество FeO, равное Cr_2O_3 , соединяется с ним в *cm*.

3f. Количество FeO, равное TiO_2 , соединяется с ним в *il*. Если получается избыток TiO_2 , то вместе с равным количеством CaO он соединяется для подсчета впоследствии (по правилу 8a) в *tn*, но соединение CaO с TiO_2 делается только после соединения CaO и Al_2O_3 в *an* (правило 4). Если и после этого остается избыток TiO_2 , он рассчитывается как *ru*.

3g. Количество CaO, равное половине оставшегося F, соединяется с ним в *fr*.

3h. Если в свежей породе присутствует канкринит, то количество Na_2O , равное CO_2 , соединяется с ним в *pc*. Если в породе есть первичный кальцит, то количество CaO, равное CO_2 , соединяется в *cc*.

3i. ZrO_2 выписывается для образования впоследствии (правило 8a) Z.

4a. Количество Al_2O_3 , равное K_2O , соединяется для образования впоследствии (правило 8a) *or* или *lc*.

4b. Если имеется избыток K_2O по сравнению с Al_2O_3 (крайне редко), он рассчитывается на *ks*.

4c. Избыток Al_2O_3 , оставшийся после соединения с K_2O , соединяется с равным количеством оставшегося Na_2O для образования впоследствии (по правилу 8a и след.) *ab* и *ne*. Если для этого Al_2O_3 недостаточно, то поступают по правилу 4g.

4d. Если имеется избыток Al_2O_3 по сравнению с суммой $K_2O + Na_2O$, то он соединяется с равным количеством CaO для образования *an*.

4e. Если после этого остается избыток Al_2O_3 по сравнению с CaO, он рассчитывается в виде C.

4f. Если же имеется избыток CaO по сравнению с Al_2O_3 , полученным по правилу 4d, он идет в фемическую группу для образования (по правилам 7a и 7b) *di* и *wo*.

4g. Если по правилу 4c получается избыток Na_2O по сравнению с Al_2O_3 , он сохраняется для образования *ac* и в некоторых случаях *ns* (правила 5a и 5). В этих случаях не может быть *an* в виртуальном составе.

5a. Количество Fe_2O_3 , равное избытку Na_2O сравнительно с Al_2O_3 (по правилу 4g), соединяется с этим избытком для образования *ac*.

¹ В дальнейшем изложении правила расчета оно называется просто количеством.

5b. Если в редких случаях имеется избыток Na_2O по сравнению с Fe_2O_3 , он рассчитывается в *ns*.

5с. Если, как это бывает обыкновенно, остается избыток Fe_2O_3 над оставшимся Na_2O , его вместе с равным количеством FeO из оставшегося после образования *pr*, *st* и *il* (правила 3d, 3е, 3f) соединяют в *tl*.

5d. Если имеется еще избыток Fe_2O_3 , он рассчитывается в виде *ht*.

6. Все количество MgO и FeO , оставшееся от предыдущих операций (по правилам 3d, 3е, 3f), соединяется вместе, и для будущих расчетов определяется их отношение.

7а. К количеству CaO , оставшемуся после соединения по правилу 4d, прибавляется равное количество $\text{MgO} + \text{FeO}$, взятых в отношении, определенном в предыдущем правиле 6, для образования *di*.

7b. Если получается избыток CaO , он идет впоследствии для образования *wo* или *cs*.

7с. Если получается избыток $\text{MgO} + \text{FeO}$ по сравнению с количеством, нужным для образования *di* (правило 7а), то он пойдет для образования *hy* или *ol*.

Теперь все окислы, за исключением SiO_2 , распределены или в уже подсчитанные нормативные минеральные молекулы, или в основания силикатовых молекул, которые мы получим, распределяя между этими основаниями SiO_2 по следующим правилам.

8а. Соединяем равные количества SiO_2 и ZrO_2 , образуя *Z* (правило 3i); количество, равное CaO и TiO_2 , образует *in*, равное учетверенному избытку Na_2O и Fe_2O_3 , образует *ac* (правило 5а); если имеется еще дальше избыток Na_2O и K_2O , то равное ему количество SiO_2 входит в *ns* и *ks* (по правилам 4b и 5b). Соединяем шестерное количество SiO_2 с K_2O и Al_2O_3 , образуя *or* (правило 4а), и с Na_2O и Al_2O_3 , образуя *ab* (правило 4с); удвоенное количество с CaO и Al_2O_3 , образуя *an* (правило 4d); равное количество с $\text{CaO} + (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$, образуя *di* (правило 7а); с избытком CaO , образуя *wo* (правило 7b), или с $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$, образуя *hy* (правило 7с). Распределенное так количество кремнекислоты вычитается из общего его количества.

8b. Если имеется избыток SiO_2 , как это нередко бывает, он рассчитывается в *Q*.

8с. Если оказывается недостаток SiO_2 при образовании соединений по правилу 8а, то SiO_2 , которое пошло на образование *hy* (правило 7с), вычитается из общей суммы SiO_2 , входящей в соединения, полученные по правилу 8а, и этот остаток вычитается из общего количества SiO_2 . Если теперь получится избыток SiO_2 , больший чем половина SiO_2 , входившего в вычисленный раньше *hy*, то он соединяется с MgO и FeO , распределяясь по молекулам *hy* и *ol*, которые можно определить из следующих уравнений:

$$\begin{aligned} [hy] + [ol] &= \text{MgO} + \text{FeO}, \\ hy + \frac{1}{2}[ol] &= \text{SiO}_2. \end{aligned}$$

[Здесь *[hy]* и *[ol]* обозначают «число молекул *hy* и число молекул *ol*». Прямые скобки [] для такого обозначения мы сохраним и в дальнейшем.

При этой операции сохраняется отношение MgO и FeO , определенное по правилу 6. Если нехватает SiO_2 для образования *hy* и *ol*, то образуем только *ol*, соединяя с $\text{MgO} + \text{FeO}$ вдвое меньшее количество SiO_2 .

8d. Если и для этого нехватает SiO_2 , отнимаем его от *tn*, превращая последний в *pf*.

8е. Если после предыдущей операции окажется, что общего количества SiO_2 недостаточно для образования (по правилу 8а) молекул *or* и *ab*, то вместо образования *ab* вычисленное для него количество Na_2O распределяется в молекулы *ab* и *ne*, вычисляемые из следующих уравнений:

$$\begin{aligned} [ab] + [ne] &= \text{Na}_2\text{O}, \\ 6[ab] + 2[ne] &= \text{SiO}_2. \end{aligned}$$

8f. Если количество SiO_2 окажется недостаточным даже после превращения всего ab в ne , то вместо одного только or вычисляем or и lc или даже один только lc , решая такие уравнения:

$$\begin{aligned} [or] + [lc] &= \text{K}_2\text{O}, \\ 6 [or] + 4[lc] &= \text{SiO}_2. \end{aligned}$$

8g. Если нехватает SiO_2 даже для соединения всего Na_2O в ne и всего K_2O в lc , то необходимо распределить CaO , вошедшее в wo и di , между ними, с одной стороны, и cs и ol —с другой. При этом могут быть два случая: 1) может быть достаточно одного перечисления wo в cs ; 2) этого может оказаться недостаточным или wo совсем нет. Чаще бывает второй случай. Тогда, по образованию lc , ne , an , ac и ol по правилу 8с, а в некоторых случаях может быть также Z и ns , нужное для этого количество SiO_2 вычитается из общего его количества. Из полученного остатка SiO_2 , из $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$, отведенного для образования di , и из CaO , входящего в di и wo , можно вычислить число молекул di , и из CaO , входящего в di и wo , можно вычислить число молекул di , ol и cs , решая следующие уравнения:

$$\begin{aligned} 2[di] + \frac{1}{2}[ol] + \frac{1}{2}[cs] &= \text{SiO}_2, \\ [di] + [ol] &= \text{MgO} + \text{FeO}, \\ [di] + [cs] &= \text{CaO}. \end{aligned}$$

В случае, если пересчета wo на cs достаточно для покрытия недостатка SiO_2 , то di остается неприкосновенным и недостаток кремнекислоты покрывается пересчетом части или всего wo в cs .

8h. В крайне редких случаях, когда после всех указанных пересчетов все-таки SiO_2 недостаточно для образования lc , приходится lc частью заменять kp . Количества lc и kp при этом получаются из уравнений:

$$\begin{aligned} [lc] + [kp] &= \text{K}_2\text{O}, \\ 4[lc] + 2[kp] &= \text{SiO}_2, \end{aligned}$$

где SiO_2 представляет то его количество, которое остается для образования lc и kp .

9. Распределив SiO_2 и все остальные составные части породы в нормативные молекулы, вычисляют количество последних в весовых процентах, для облегчения чего служат специальные таблицы, помещенные в приложения. Таким образом, получается виртуальный состав.

Недавно предложено внести некоторые видоизменения в расчеты виртуального состава. Барт предлагает вместо вычисления di , hy и ol заменить их wo , en ($=\text{MgSiO}_3$), hy (понимая под последним не $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$, а $\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$), fo $=\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ и fa $=\text{Fe}_2\text{SiO}_4$. Этим устраняется смешение Fe и Mg , бывшее в первоначальной системе. Тилли считает нерациональным исключение di , но он за разделение Fe и Mg . Вашингтон согласился с этим разделением, предложив вместо hy Барта обозначение fs (ферросиликат FeSiO_3).

Как видим, эти нововведения не меняют существа вычисления виртуального состава.

Символ состава и схема классификации CIPW

Из виртуального состава вычисляется символ состава породы, который и определяет ее положение в классификации. Этот символ находится таким образом.

Прежде всего определяется класс по величине отношения SAL к FEM, — таких классов пять. В первых трех, у которых отношение SAL:FEM больше $\frac{2}{3}$, деление на порядки определяется отношением силикатных нормативных молекул. В классах IV и V порядки определяются соотношением феррических нормативных молекул. Дальше определяются ранги: в первых трех

классах ранги определяются отношением молекулярных количеств щелочей и извести, входящей в силикатные элементы, а в классах IV и V ранги определяются отношением $(Mg, Fe)O : CaO$, входящих в феррические составные части.

Наконец, субранги первых трех классов определяются молекулярными отношениями $K_2O : Na_2O$ силикатных элементов и в двух последних классах отношением $MgO : FeO$ элементов феррических.

Пределы величин отношений при всех подразделениях принимаются одинаковыми, именно: 7:1; 5:3; 3:5; 1:7, или в десятичных дробях 7.00; 1.33; 0.66; 0.14, т. е. пределы содержаний групп минеральных молекул в процентах: 100—87.5%; 87.5—62.5%; 62.5—37.5%; 37.5—12.5% и 12.5—0%.

Для классов I, II и III деление на порядки основано на отношении $Q : F$ и $F : L$, так как Q и L совместно не могут находиться в норме, то можно все порядки расположить в один ряд, причем получится девять порядков. Схемы деления на классы и порядки можно представить графически.

Символ состава представляет четыре цифры, показывающие последовательно класс, порядок, ранг и субранг, к которым относится данный состав; при этом первая цифра (номер класса) римская, остальные — арабские. Например: II.5.1.4 означает состав породы, относящийся к второму классу, пятому порядку, первому рангу и четвертому субрангу.

Если обозначить величину отношения $A : B$ сокращенно таким образом, что когда

$$\begin{array}{ll}
 A : B > 7 : 1, & \text{то ставим знак } A \\
 7 > A : B > 5 : 3 & \gg \gg \gg A > B \\
 5 : 3 > A : B > 3 : 5 & \gg \gg \gg A = B \\
 3 : 5 > A : B > 1 : 7 & \gg \gg \gg B > A \\
 1 : 7 > A : B & \gg \gg \gg B,
 \end{array}$$

то при помощи этих обозначений можно количественную классификацию СИРВ представить также в виде схемы, по которой легко определить символ. В этой схеме буквы обозначают группы минеральных молекул согласно таблице на стр. 72.

| | Подкласс | Порядок | Подпорядок | Ранг | Субранг |
|---------------|----------------|----------|--|--|---|
| I SAL | (I) QFL | 1 Q | $\left. \begin{array}{l} (1) P \\ (2) P > O \\ (3) P = O \\ (4) P < O \\ (5) O \end{array} \right\}$ | $\left. \begin{array}{l} 1-2 Alk' > CaO' \\ 3 Alk' = CaO' \\ 4-5 Alk' < CaO' \end{array} \right\}$ | $\left. \begin{array}{l} 1-2 K_2O' > Na_2O' \\ 3 K_2O' = Na_2O' \\ 4-5 K_2O' < Na_2O' \end{array} \right\}$ |
| | | 2 Q < F | | | |
| | | 3 Q = F | | | |
| | | 4 Q < F | | | |
| | | 5 F | | | |
| II SAL > FEM | (II) QFL > CZ | 6 F > L | $\left. \begin{array}{l} 1 Alk' \\ 2 Alk' > CaO' \\ 3 Alk' = CaO' \end{array} \right\}$ | $\left. \begin{array}{l} 1 K_2O' \\ 2 K_2O' > Na_2O' \\ 3 K_2O' = Na_2O' \\ 4 K_2O' < Na_2O' \\ 5 Na_2O' \end{array} \right\}$ | |
| | | 7 F = L | | | |
| | | 8 F < L | | | |
| | | 9 L | | | |
| | | | | | |
| III SAL = FEM | (III) QFL = CZ | | $\left. \begin{array}{l} 4 Alk' < CaO' \\ 5 CaO' \end{array} \right\}$ | $\left. \begin{array}{l} 1-2 K_2O' > Na_2O' \\ 3 K_2O' = Na_2O' \\ 4-5 K_2O' < Na_2O' \end{array} \right\}$ | |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |
| IV SAL < FEM | (IV) POM | 1 PO | $\left. \begin{array}{l} 1 (Mg Fe) O \\ 2 (MgFe) O > CaO'' \\ 3 (MgFe) O = CaO'' \end{array} \right\}$ | $\left. \begin{array}{l} 1 MgO' \\ 2 MgO' > FeO' \\ 3 MgO' = FeO' \\ 4 MgO' < FeO' \\ 5 FeO' \end{array} \right\}$ | |
| | | 2 PO > M | | | |
| | | 3 PO = M | | | |
| | | 4 PO < M | | | |
| | | 5 M | | | |
| V FEM | (V) A | | $\left. \begin{array}{l} (1-2) P > O \\ (3) P = O \\ (4-5) P < O \end{array} \right\}$ | $\left. \begin{array}{l} 4 (MgFe) O < CaO'' \\ 5 CaO'' \end{array} \right\}$ | $\left. \begin{array}{l} 1-2 MgO' > FeO' \\ 3 MgO' = FeO' \\ 4-5 MgO' < FeO' \end{array} \right\}$ |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |

Схема количественной классификации СИРВ

Заметим, что для определения класса, подкласса, порядка и подпорядка мы пользуемся отношениями весовых количеств минеральных молекул нормы («нормативных минералов»), а для определения ранга и субранга — молекулярными отношениями.

Авторами системы CIPW были предложены специальные названия для разных подразделений этой классификации. Названия эти при наличии символа состава являются в сущности излишними, и приводить их мы здесь не будем.

Для пояснения всего сказанного приводим примеры расчета химического состава по методу CIPW. Из этих примеров видно, что вычисление виртуального состава в каждом отдельном случае гораздо проще, чем это может показаться на первый взгляд из изложенных выше правил для его вычисления, и уже при самом небольшом навыке и при пользовании соответствующими таблицами отнимает немного времени.

1. Гранит. Исполиновые горы

Таблица 7

| Окислы | Вес. со-держ. (в %) | Мо-лек. кол. ¹ | or | ab | an | mt | di | hy | Q | |
|--------------------------------|---------------------|---------------------------|------|------|------|-----|---|-----------------------------|------|--|
| SiO ₂ | 71.53 | 1192 | 252 | 252 | 98 | — | 16 | 33 | 541 | $\frac{SAL}{FEM} = \frac{91.5}{6.8} = 13.4$ |
| Al ₂ O ₃ | 13.55 | 133 | 42 | 42 | 49 | — | — | — | — | $\frac{Q}{F} = \frac{32.5}{59} = 0.55$ |
| Fe ₂ O ₃ | 1.20 | 007 | — | — | — | 7 | — | — | — | |
| FeO | 0.88 | 012 | — | — | — | 7 | 1 | 4 | — | |
| MgO | 1.45 | 036 | — | — | — | — | 7 | 29 | — | $\frac{K_2O' + Na_2O'}{CaO'} = \frac{84}{49} = 1.71$ |
| CaO | 3.21 | 057 | — | — | 49 | — | 8 | — | — | |
| Na ₂ O | 2.61 | 042 | — | 42 | — | — | — | — | — | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{42}{42} = 1$ |
| K ₂ O | 3.95 | 042 | 42 | — | — | — | — | — | — | |
| H ₂ O | 1.75 | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Сумма | 100.13 | — | 23.4 | 22.0 | 13.6 | 1.6 | wo 0.93 en 0.70 fs 0.13 di 1.8 | en 2.9 fs 0.53 hy 3.4 | 32.5 | Символ I. 4.2.3 |

2. Диорит. Крззи Маунтинс

Таблица 8

| Окислы | Вес. со-держ. (в %) | Мо-лек. кол. | il | ap | or | ab | an | mt | di | hy | ol | |
|--------------------------------|---------------------|--------------|-----|-----|------|------|------|-----|--|------------------------------|------------------------------|---|
| SiO ₂ | 50.73 | 846 | — | — | 120 | 390 | 222 | — | 52 | 37 | 25 | $\frac{SAL}{FEM} = \frac{76.1}{23.1} = 3.27$ |
| Al ₂ O ₃ | 19.99 | 196 | — | — | 20 | 65 | 111 | — | — | — | — | |
| Fe ₂ O ₃ | 3.20 | 020 | — | — | — | — | — | 20 | — | — | — | |
| FeO | 4.66 | 066 | 20 | — | — | — | — | 20 | 6 | 9 | 11 | $\frac{K_2O' + Na_2O'}{CaO'} = \frac{85}{111} = 0.77$ |
| MgO | 3.48 | 087 | — | — | — | — | — | — | 20 | 28 | 39 | |
| CaO | 8.55 | 155 | — | 18 | — | — | 111 | — | 26 | — | — | |
| Na ₂ O | 4.03 | 065 | — | — | — | 65 | — | — | — | — | — | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{20}{65} = 0.31$ |
| K ₂ O | 1.89 | 020 | — | — | 20 | — | — | — | — | — | — | |
| TiO ₂ | 1.59 | 020 | 20 | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| P ₂ O ₅ | 0.81 | 006 | — | 6 | — | — | — | — | — | — | — | |
| H ₂ O | 0.77 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Сумма | 99.70 | — | 3.0 | 2.0 | 11.1 | 34.1 | 30.9 | 4.6 | wo 3.02 en 2.0 fs 0.79 di 5.8 | en 2.80 fs 1.19 hy 4.0 | fo 2.67 fa 1.03 ol 3.7 | Символ II.5.3.4 |

¹ Нули перед запятой при этом отбрасываются.

После образования *di* остается $MgO + FeO = 87$, $SiO_2 = 62$. Количества *hy* и *ol* найдутся из уравнений:

$$[hy] + [ol] = 87; [hy] + \frac{[ol]}{2} = 62,$$

откуда

$$[hy] = 37; [ol] = 50.$$

3. Сиенит-пегматит. Стокзунд. Норвегия

Таблица 9

| Окислы | Вес. со-держ. (в %) | Мо-лек. кол. | <i>or</i> | <i>ab</i> | <i>ne</i> | <i>ap</i> | <i>mt</i> | <i>di</i> | <i>ol</i> | |
|-----------|---------------------|--------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---|---|---|
| SiO_2 | 53.81 | 897 | 294 | 420 | 110 | 38 | — | 24 | 10 | $\frac{SAL}{FEM} = \frac{84.8}{13.4} = 6.33$ |
| Al_2O_3 | 19.69 | 193 | 49 | 70 | 55 | 19 | — | — | — | |
| Fe_2O_3 | 6.20 | 039 | — | — | — | — | 39 | — | — | |
| FeO | 3.63 | 050 | — | — | — | — | 39 | 4 | 7 | $\frac{L}{F} = \frac{15.6}{69.2} = 0.23$ |
| MgO | 0.85 | 021 | — | — | — | — | — | 8 | 13 | |
| CaO | 1.73 | 031 | — | — | — | 19 | — | 12 | — | |
| Na_2O | 7.77 | 125 | — | 70 | 55 | — | — | — | — | $\frac{K_2O' + Na_2O'}{CaO'} = \frac{174}{19} = 9.17$ |
| K_2O | 4.58 | 049 | 49 | — | — | — | — | — | — | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{49}{125} = 0.39$ |
| Сумма: | 99.78 | — | 27.2 | 36.7 | 15.6 | 5.3 | 9.1 | <i>wo</i> 1.39 <i>en</i> 0.80 <i>fs</i> 0.53 <i>di</i> 2.7 | <i>fo</i> 0.91 <i>fa</i> 0.71 <i>ol</i> 1.6 | Символ (I) П.6.1.4 |

После образования *or* остаток $SiO_2 = 603$; его недостает для образования *ab* из всего Na_2O ($125 \times 6 = 800$), следовательно, в виртуальном составе будет *ne*. После образования *ap*, *di* и *ol* остается $SiO_2 = 531$. Количества *ab* и *ne* найдутся из уравнений

$$[ab] + [ne] = 125; 6[ab] + 2[ne] = 531, \text{ откуда } [ab] = 70 \text{ и } [ne] = 55.$$

4. Лейцитовый базанит. Лава Везувия, 1872 г.

Таблица 10

| Окислы | Вес. со-держ. (в %) | Мо-лек. кол. | <i>ap</i> | <i>or</i> | <i>lc</i> | <i>ne</i> | <i>ap</i> | <i>mt</i> | <i>di</i> | <i>ol</i> | |
|-----------|---------------------|--------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---|---|---|
| SiO_2 | 47.65 | 794 | — | 144 | 224 | 90 | 128 | — | 170 | 37 | $\frac{SAL}{FEM} = \frac{68.3}{30.9} = 2.21$ |
| Al_2O_3 | 19.28 | 189 | — | 24 | 56 | 45 | 64 | — | — | — | |
| Fe_2O_3 | 2.63 | 016 | — | — | — | — | — | 16 | — | — | $\frac{L}{F} = \frac{37.2}{31.1} = 1.19$ |
| FeO | 6.48 | 090 | — | — | — | — | — | 16 | 40 | 34 | |
| MgO | 3.40 | 085 | — | — | — | — | — | — | 45 | 40 | |
| CaO | 9.01 | 161 | 12 | — | — | — | 64 | — | 85 | — | |
| Na_2O | 2.78 | 045 | — | — | — | 45 | — | — | — | — | $\frac{K_2O' + Na_2O'}{CaO'} = \frac{125}{64} = 1.95$ |
| K_2O | 7.47 | 080 | — | 24 | 56 | — | — | — | — | — | |
| R_2O_5 | 0.50 | 004 | 4 | — | — | — | — | — | — | — | |
| H_2O | 0.24 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{80}{45} = 1.78$ |
| Сумма: | 99.44 | — | 1.3 | 13.3 | 24.4 | 12.8 | 17.8 | 3.7 | <i>wo</i> 9.8 <i>en</i> 4.5 <i>fs</i> 5.3 <i>di</i> 19.6 | <i>fo</i> 2.8 <i>fa</i> 3.5 <i>ol</i> 6.3 | Символ II. 7.2.2 |

Для образования щелочных алюмосиликатов пойдет 125 молекул Al_2O_3 и 64 останется на *ap*, который возьмет 128 SiO_2 — остается 666 SiO_2 . Далее, после образования *di* и *ol* остается 458 SiO_2 . Этого количества хватит только, если имеем комбинацию *or*, *lc* и *ne*. Количества *or* и *lc* определяются из уравнений:

$$[or] + [lc] = 80; 6[or] + 4[lc] = 369,$$

откуда

$$[or] = 24 \text{ и } [lc] = 56.$$

D. Система Хоммеля

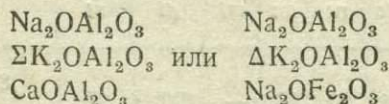
Хоммель (1922 г.) представлял состав горной породы в виде «формулы», состоящей из двух частей, связанных равенством. Левая часть, которую он называл «молекулярной формулой», является видоизменением и развитием формулы Озанна и дает отношение характерных групп окислов; правая часть представляет в молекулярных количествах (как у Вольфа) упрощенный нормативный состав породы. Некоторое своеобразие представляет способ написания формул, вводящий ряд условных обозначений. Расчет, как и у Озанна, производится из молекулярного процентного состава породы.

Молекулярная формула Хоммеля дает отношение таких групп окислов: 1) $\text{SiO}_2; \text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3; \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3; \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3; \text{Fe}_2\text{O}_3 + (\text{Fe}, \text{Mn})\text{O} + \text{MgO} + \text{CaO}'$, где CaO' представляет известь, остающуюся после образования группы $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$. 2) В случае если $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} > \text{Al}_2\text{O}_3$, мы имеем группы, $\text{SiO}_2; \text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3; \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3; \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3; \text{Fe}_2\text{O}_3 + (\text{Fe}, \text{Mn})\text{O} + \text{MgO} + \text{CaO}$, где Fe_2O_3 представляет окись железа, остающуюся после образования группы $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. 3) Избыток глинозема $t = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, получающийся в некоторых породах, присоединяется к фемическим составным частям. Избыток щелочей в случае недостатка Fe_2O_3 для образования групп $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ также присоединяется к фемическим составным частям.

Для обозначения фемических окислов вводится буквенное обозначение, именно: $\text{Fe}_2\text{O}_3 - e$, $\text{FeO} + \text{MnO} - f$, $\text{MgO} - m$, $\text{CaO} - c$, или прописные или строчные, и точки над буквой по правилу, указанному ниже. Особо надо отметить, что Fe_2O_3 Хоммель не перечисляет на закись, как это делают Озанн, Вольф и др.

Салические молекулярные группы, вычисленные, как указано в случае 1, обозначаются буквой Σ , а щелочные молекулярные группы, вычисляемые, как в случае 2, — буквой Δ . Из способа вычисления следует, что $\text{SiO}_2 + 2\Sigma + \rho = 100$, или $\text{SiO}_2 + 2\Delta + \rho = 100$, где $\rho =$ сумме f, e, m и c .

Количества молекулярных групп, входящих в Σ или Δ , пишутся в «формуле» вокруг этих букв таким образом:



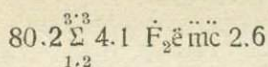
Молекулярное количество кремнезема пишется перед буквой Σ или Δ , после которых пишутся буквенные обозначения окислов фемических составных частей и после этих обозначений цифра, обозначающая общее количество фемических окислов.

Для обозначения относительного количества фемических окислов Хоммель применял условные значки: а) порядок написания букв, их обозначающих, должен отвечать их убывающему количеству, б) точка над буквами и заглавные буквы вместо строчных указывают, во сколько раз (приблизительно) количество стоящего впереди окисла больше, чем последнего из написанных. При этом приняты такие условные обозначения, например:

| | | | | | |
|-----------------------------|-----------------------|----------|-----------------------------|------------------------------------|----------|
| f_m | значит $\text{FeO} =$ | до 5 : 4 | F | значит $\text{FeO} : \text{MgO} =$ | до 6 : 1 |
| $\overset{\cdot}{f}_m$ | » | 3 : 2 | $\overset{\cdot}{F}_2$ | » | 8 : 1 |
| $\overset{\cdot\cdot}{f}_m$ | » | 2 : 1 | $\overset{\cdot\cdot}{F}_3$ | » | 10 : 1 |
| F_m | » | 3 : 1 | F_4 | » | 12 : 1 |
| $\overset{\cdot}{F}_m$ | » | 4 : 1 | и т. д. | | |
| $\overset{\cdot\cdot}{F}_m$ | » | 5 : 1 | | | |

Как справедливо замечает Джохенсен, эти слишком сложные условные обозначения было бы проще заменить индексом при буквах e, f и т. д., обозначающих количества этих окислов.

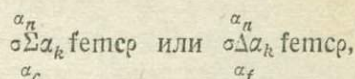
Пример молекулярной формулы Хоммеля для гранита из ядра Брокенского массива выглядит так:



и обозначает, что в породе 80.2 мол. % SiO_2 ; 3.3— $\text{Na}_2\text{OAl}_2\text{O}_3$; 4.1— $\text{K}_2\text{OAl}_2\text{O}_3$; 1.2— CaOAl_2O_3 , 2.6 мол. % $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO})$, причем Fe_2O_3 примерно в 6 раз больше, чем CaO , а MgO вдвое больше, чем CaO . Вычисление из анализа дает 1.5 FeO , 0.5 Fe_2O_3 , 0.4 MgO , 0.2 CaO или их соотношения $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{MgO} : \text{CaO} = 7 : 2.5 : 2 : 1$.

Как видно условные обозначения Хоммеля дают возможность только грубо представить относительные количества фемических окислов.

Если мы напишем молекулярную формулу в общем виде таким образом:



то из нее найдем количество кремнезема, требуемое для образования насыщенных силикатов, следующим расчетом:

$$\sigma_0 = 6\alpha_k + 6\alpha_n + 2\alpha_c + \rho \quad \text{или} \quad \sigma_0 = 6\alpha_k + 6\alpha_n + 4\alpha_f + \rho.$$

Величина $\sigma - \sigma_0$ представляет избыток или недостаток кремнезема, в первом случае она положительна, во втором — отрицательна.

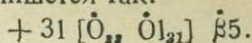
Конституционная формула Хоммеля представляет в сокращенном виде минералогический состав горной породы. Этот состав вычисляется из тех параметров, которые входят в молекулярную формулу, и, следовательно, является нормативным. Однако буквенные обозначения действительно присутствующих минералов породы в «конституционной формуле» качественно дают и модальный состав. Буквами обозначается также и структура породы.

Конституционная формула изображается следующим образом. Впереди пишется избыток или недостаток кремнезема $\sigma - \sigma_0$, за ним заглавная буква, обозначающая природу породы (определяемую по структуре): P — плутоническая, R — излившаяся, K — кристаллически-сланцеватая. Добавлением следующих строчных букв можно обозначать структуры Pc — крупнозернистая, Pf — тонкозернистая, Pff — очень тонкозернистая или Rf — фельзитовая и Rff — микрофельзитовая, Rv — стекловатая. За обозначением природы породы в прямых скобках перечисляются в условных обозначениях алюмосиликаты: O — ортоклаз, Ab — альбит, Ad — андезин, Lb — лабрадор, Vt — битовнит, An — анортит, Ne — нефелин, L — лейцит. Индексы внизу обозначают количества этих минералов, вычисляемые из молекулярной формулы таким образом: для ортоклаза O этот индекс равен $8\alpha_k$; для Ab — $8\alpha_n$, для An — $2\alpha_c$, и т. д. Состав олигоклаза вычислен из отношения Ab и An , а индекс, обозначающий количество олигоклаза Ol , равен $8\alpha + 2\alpha_c$.

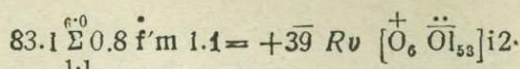
Далее в формуле идут греческие буквы, обозначающие цветные минералы: β — биотит, π_n — пироксен, φ — роговая обманка, δ — диопсид, ρ — мусковит, ι — рудные минералы, λ — мелилит и т. д. В конце стоит цифра, обозначающая общее количество цветных минералов. При этом, все цифры конституционной формулы округляются до целой единицы. Хорошо образованные кристаллы минералов отмечаются значком +, помещаемым сверху, знак — вверху ставится над минералами, полученными по вычислению (в норме), но отсутствующими в действительности.

Для обозначения гипидиоморфных зерен употребляется точка над обозначением минерала, неясно образованные минералы отмечаются двумя точками, для обозначения сферолитовых образований ставится кружок сверху и т. д. Все это еще более усложняет формулу, введя в нее ряд дальнейших условностей.

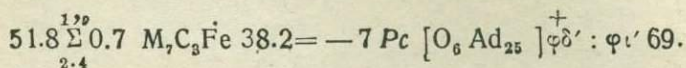
Конституционная формула того же гранита Брокенского массива, который был упомянут выше, пишется так:



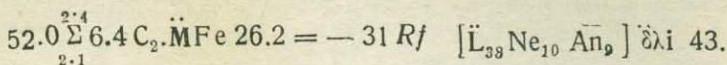
Другие примеры формул Хоммеля:
Витрофир из Мейссена:



Габбро



Лейцитит Капо ди Бове, Рим



Хоммель разработал и графический метод представления своих числовых характеристик, в некоторых отношениях удачный. Сама система молекулярных формул, близкая, как мы видим, в своих основах к системе Озанна и других, слишком загромождена условными значками и носит характер чересчур искусственных обозначений. В конституционных формулах мы видим ту же попытку приблизиться к упрощенной норме состава, как и у Вольфа, но они также загромождены условными обозначениями.

Общее заключение

Из сделанного обзора систем пересчета анализов можно сделать некоторые заключения общего характера. Если оставить в стороне пересчеты на «магматические формулы» и «символы», главным образом принимающие во внимание только валентность элементов и являющиеся очевидным пережитком¹, в остальных системах, и притом во всех более новых из них, авторы этих систем стремятся достичь две цели:

1. Найти из данных анализа некоторые новые отношения, в более явной форме показывающие основные черты химизма горной породы, чем это можно усмотреть непосредственно из цифр анализа.

2. Сократить число тех отношений, которые характеризуют химический состав горной породы для того, чтобы их можно было удобнее сравнивать.

Мы видим также, что, стремясь представить в разных числовых характеристиках главные черты химизма породы, авторы пытаются в той или другой степени отразить в них основной характер тех соединений, которые образуют составные части горных пород. Во всех характеристиках мы находим прежде всего более или менее отчетливое противопоставление калических составных частей породы фемическим, а также степень «насыщения» породы кремнекислотой. Таким образом, мы видим, что некоторое согласие в мнениях, как подходить к перечислению химических анализов для достижения первой из указанных целей, уже достигнуто. Это согласие не случайно, в нем выразился почти полувековой опыт петрохимии.

Несмотря на это, разнообразие способов пересчетов анализов показывает, что хотя необходимость применения математических приемов обработки анализов для многих петрографов является очевидной, мнения расходятся о том, какие именно расчеты при этом следует производить и следует ли дать какие-нибудь общие правила при таких расчетах. Это обстоятельство заставляет обратиться к рассмотрению по существу принципов, которые могут быть и должны быть положены в основу метода пересчетов анализов.

¹ Еще А. П. Карпинский в своей известной работе о грорудитовой горной породе из Забайкалья (Изв. АН 1903 г.) решительно высказывался против «объединения количеств окислов металлов с одинаковой атомностью».

Глава V. ВЫБОР РАЦИОНАЛЬНОГО СПОСОБА ПЕРЕСЧЕТА АНАЛИЗОВ

ОСНОВНЫЕ ТРЕБОВАНИЯ, КОТОРЫМ ДОЛЖЕН УДОВЛЕТВОРЯТЬ РАЦИОНАЛЬНЫЙ СПОСОБ ПЕРЕСЧЕТА

Как мы уже видели, каждый химический анализ горной породы является прежде всего определенным математическим выражением, именно непрерывным рядом отношений некоторого конечного числа количеств составных частей.

Материал, с которым мы имеем дело при решении стоящих перед нами задач, выражается в виде множества рядов отношений. В дальнейшем нам придется иметь дело с некоторыми понятиями, в которых возникает необходимость при разработке метода изучения множества анализов горных пород.

Для обозначения этих понятий мы можем воспользоваться теми терминами, которые приняты для этого в математике. Математики так определяют понятие множества: «Исходной точкой всех математических рассуждений, — говорит ван-дер Варден, — являются некоторые представимые объекты. Каждый из этих объектов обладает теми или иными свойствами. Это свойство определяет некоторое множество или класс объекта. Элементами множества являются объекты, обладающие этим свойством». С. П. Александров и А. Н. Колмогоров определяют множество таким образом: «На каждом шагу нам приходится сталкиваться с тем трудно определимым понятием, которое выражается словом совокупность... В каждом из таких случаев можно было бы вместо слова совокупность употреблять слово множество». Очевидно, что исходный материал при изучении химизма горных пород есть множество химических анализов в указанном смысле слова. При этом каждый элемент этого множества представлен в виде определенного математического выражения.

В результате всякого пересчета анализов мы получаем новые математические выражения, которые представляют математические функции непосредственных данных анализа. Поэтому в данном случае применимы некоторые общие понятия и термины современной алгебры, изучающей свойства математических функций в самом общем виде. То соотношение, которое существует между химическим анализом породы и числовыми характеристиками, подходит под понятие отображения элементов множеств.

«Если по какому-либо закону каждому элементу a множества M соответствует только один новый объект (a), то это соответствие мы назовем функцией, а множество M — областью определения функции. Такое соответствие, при котором всякому элементу M соответствует только один элемент N и всякий элемент N соответствует какому-нибудь элементу M называется отображением (однозначным) множества M на множество N . В этих случаях элемент $\varphi(a)$ называется образом a , а a — прототипом $\varphi(a)$. Образ $\varphi(a)$ элемента a определяется однозначно, но обратно $\varphi(a)$ может и не однозначно определять a ».

Из этого определения видно, что множества разнообразных числовых характеристик, параметров, «магматических» формул, символов химического состава горных пород являются в математическом смысле слова ото-

бражениями множества химических составов и обыкновенно такими, что хотя образ состава, данный в формуле, символе и т. д., однозначно определяется этим составом, но обратно химический состав — прототип такого образа — не определяется им однозначно. Однако существует случай отображения множеств особого рода «если каждый элемент множества \mathfrak{M} является образом только одного элемента множества \mathfrak{M} , то отображение называется взаимно однозначным... Два множества, отображающиеся однозначно друг на друга, называются *равномощными*, или о них говорят, что они имеют одну и ту же мощность».

Мы отмечали выше и видели на примерах существующих систем пересчетов анализов, что при этих пересчетах обычно опускаются из внимания некоторые особенности первичного анализа, и, таким образом, мы теряем в объеме наших сведений о химизме породы. Чтобы избежать этого, очевидно, необходимо, чтобы получающиеся при пересчете анализов числовые характеристики были взаимно однозначными с исходными данными анализов, или, другими словами, чтобы множество полученных числовых характеристик было равномощно множеству анализов. Так как каждый анализ представляет ряд отношений нескольких (до 13) чисел, то, очевидно, только что указанное требование будет выполнено, если числовая характеристика будет заключать в целом столько же отношений других чисел. Если мы ограничим число отношений числовой характеристики, то ею с одинаковой мощностью могут быть представлены не все цифры анализа, но число их, лишь на единицу большее числа отношений, представленных числовой характеристикой. Вычисление каких-либо числовых характеристик, т. е. отображение множества анализов на множество других математических выражений, не может быть самоцелью. Такие расчеты являются лишь вспомогательным средством для более удобного применения дальнейших математических методов исследования полученных множеств. Поэтому при выборе системы пересчетов и получения числовых характеристик необходимо иметь в виду, как в дальнейшем мы будем использовать эти числовые характеристики, каким образом мы их подвергнем дальнейшей математической обработке. Значение хорошо разработанного математического аппарата для обработки фактических количественных данных совершенно очевидно и может быть хорошо иллюстрировано примером физической химии, где таким математическим методом является анализ диаграмм «состав — свойство». Разработка математических методов исследования количественных данных, несомненно, является одной из очень важных задач изучения химизма горных пород и геохимии вообще.

ЗНАЧЕНИЕ ДИАГРАММ

Вопросы, стоящие перед нами в петрохимии при изучении химизма горных пород в том объеме, как мы условились в самом начале, имеют некоторое сходство с проблемами, рассматриваемыми физической химией. Это заставляет обратиться к методам, употребляющимся в последней дисциплине, и в них искать средства для решения стоящих перед нами задач.

С самого начала необходимо, однако, отметить такие особенности.

1. При изучении химизма горных пород мы имеем дело только с химическими свойствами, а не соотношениями составов и свойств систем, как это имеет место в физической химии.

2. Химические составы, с которыми мы имеем дело, являются всегда составами поликомпонентных систем с настолько большим числом компонентов, что обычные приемы представления составов, употребляемые в физической химии, являются здесь непригодными. Эта поликомпонентность систем, с которой мы встречаемся при изучении химизма горных пород, является главным затруднением при рациональной разработке методов математического анализа множества химических составов. Однако это обстоятельство не должно заставить нас отказаться от основной идеи

физико-химических диаграмм, именно геометрического представления исследуемых элементов явления и изучения свойств геометрических образов, выражающих совокупность этих элементов. Более того, при изучении химизма горных пород геометрический метод анализа приобретает особое значение. В этом можно убедиться из таких соображений.

Применение диаграмм становится необходимым средством исследования тогда, когда приходится иметь дело с эмпирическими данными, получаемыми при изучении таких сложных явлений, для которых мы лишь из непосредственного опыта и наблюдения ищем закономерность. Сложность явления не позволяет выразить его количественную сторону в формуле, и в этом случае выражение соотношений между результатами более или менее значительного числа отдельных измерений в виде диаграммы является почти единственным средством выяснения закономерностей, связывающих измеряемые величины. В петрографии, когда дело идет о вещественном составе горных пород, мы встречаемся именно с такого рода эмпирическими данными.

Все действительно обоснованные выводы здесь при настоящем состоянии науки могут быть выводами чисто индуктивными, эмпирическими. Здесь мы очень еще далеки от того, чтобы строить наши заключения путем дедукции, исходя из твердо установленных положений более общих наук: физической химии, кристаллохимии и т. п. Если такого рода попытки и делаются, то они, в сущности, основываются на аналогиях, не имеющих строгой убедительности действительных доказательств. Мы не можем выражать петрографические закономерности в виде каких-то заранее данных формул и заранее представлять их какими-то геометрическими образами. Наоборот, мы ощупью должны находить эти геометрические образы и, построив их, пытаться вскрыть выражаемые ими закономерности, а затем уже объяснять их. Значение диаграмм при изучении химизма горных пород, как вообще в таких эмпирических науках, где диаграммы являются главным орудием исследования количественных соотношений, исключительно велико.

Геометрическое представление изучаемых величин и их отношений в тех случаях, когда приходится решать вопросы о близости тех или других изучаемых объектов, об отклонениях величин в том или другом направлении, о существовании рядов или каких-нибудь групп, имеет несомненное преимущество, как это ясно уже из самой терминологии, характерно отражающей нам способ восприятия подобных отношений. Понятие «близости», «рядов», «направлений», и т. д. в сущности суть понятия, выражающие прежде всего пространственные отношения, и, когда они имеют действительно пространственное выражение на диаграмме, наше восприятие их достигает наибольшей ясности.

Из сказанного видно, почему можно думать, что главным математическим методом при изучении химизма горных пород должны быть построение и анализ диаграмм. Выраженный в числовых отношениях материал мы, так сказать, переводим на язык некоторых образов, а потом, обратно, результаты исследования этих образов переводим на язык цифр и находим их смысл в фактах. Для того чтобы выводы из исследования свойств диаграммы имели полную силу, необходимо лишь, чтобы между элементами изображаемого на диаграмме явления и образами диаграммы, их представляющими, было соблюдено однозначное соответствие. Если такое соответствие однозначно, т. е., например, каждой определенной точке или другому геометрическому элементу соответствует один определенный состав и обратно, то определенные свойства фигуры выражают собой соответственные свойства изучаемой совокупности (множества) составов пород, изображенных на диаграмме. Применение диаграмм при изучении каких-либо явлений в природе имеет большое методологическое значение. Оно становится особенно плодотворным, когда приходится иметь дело с количественными отношениями, которые мы выражаем в тех или

иных обозначениях или тех или иных образах. Как говорит Пуанкаре: «все наши обозначения суть не что иное, как образы, которыми мы заменили действительные объекты... Все действительное, что мы можем познать, это истинные отношения между этими действительными объектами. Единственное для этого условие заключается в том, чтобы те же отношения, которые существуют между этими объектами, существовали и между образами, которыми мы вынуждены эти объекты заменить. Когда же эти отношения нам известны, то мало значения уже имеет, если мы заменим какой-либо один образ другим».

С такого рода заменой одного образа другим в простейшем случае мы встречаемся в геометрии. В различных проекциях мы заменяем точки в пространстве точками на плоскости, и если только выполнено условие однозначного соответствия, то наши заключения, выведенные из рассмотрения свойств проекции, справедливы и для изображаемой части пространства. В геометрии мы встречаемся и с другого рода однозначным соответствием — гомологичностью, когда точкой изображается неоднородный с ней геометрический элемент — линия, плоскость и т. д. В диаграммах кинематики (например диаграммы скоростей или пройденного пути в зависимости от времени) мы вводим, кроме пространства, и новую категорию — время; наконец, далее, в физике и физической химии — температура, давление, потенциал и многие другие величины входят как элементы изучаемых явлений, которые на диаграмме заменяются геометрическими свойствами.

Можно сказать, что физическая химия обязана своим расцветом в значительной мере применению геометрического метода представления изучаемых явлений. В физической химии мы имеем дело с состоянием определенных систем и, установив способ однозначного выражения различных состояний системы в виде различных точек диаграммы, мы из геометрических свойств диаграммы можем делать заключение о тех превращениях и изменениях, которые претерпевает система при изменении какого-либо из факторов ее равновесия.

О ДИАГРАММАХ ВООБЩЕ

Диаграммы для изображения особенностей химического состава горных пород применялись многими петрографами. Ниже мы ознакомимся с главными типами этих диаграмм. Однако целью применения была главным образом лишь иллюстрация или более наглядное представление особенностей характеристик химических составов. Очень мало придавали значения диаграммам как геометрическому методу изучения закономерностей количественных соотношений вообще, и мало уделялось внимания выбору наиболее рационального типа диаграмм с этой точки зрения.

К наглядности диаграмм, — таких, которые являются методом изучения, а не простыми иллюстрациями, — мы можем предъявить особые требования.

1. Диаграмма при непосредственном ее рассмотрении должна давать возможность охватить в нашем представлении возможно более полно главные особенности изучаемых предметов.

2. Она должна выполнять главное свое назначение, а именно — заменить число мерой для того, чтобы пробудить интуицию. Последняя в особенности необходима при отыскании эмпирических закономерностей.

3. Диаграмма должна выражать эти закономерности в виде образов так, чтобы можно было «читать эти образы», т. е. можно было в их геометрических особенностях видеть признаки фактических, существующих в природе, отношений.

Из сказанного выше (стр. 84—85) о существе материала, с которым мы имеем дело в петрохимии, вытекают и некоторые свойства диаграмм, удовлетворяющих лучше всего тем требованиям, которые можно предъявить им

как методу исследования. Эти свойства диаграмм мы можем заранее предвидеть.

Диаграммы могут быть либо двухмерными — на плоскости, либо трехмерными — в пространстве (диаграммы-модели). Однако для изображения на чертеже и эти трехмерные диаграммы приходится представлять на плоскости при помощи проекций. При этом точка пространства представится в виде двух точек проекций на плоскости. Точкой в пространстве мы можем изобразить три независимых переменных; точкой на плоскости — только две независимых переменных, а для изображения трех переменных нам понадобятся уже две точки. Две точки представляют более сложный геометрический образ, чем одна. Таким образом, переходя от плоскости к пространству, мы выигрываем в простоте геометрического образа. Это в особенности важно для выполнения двух первых требований, которые мы поставили выше диаграммам: чем проще образ, которым мы представляем предметы нашего исследования, тем легче в этом образе уловить его основные черты и тем легче сравнивать между собой отдельные предметы исследования и сопоставлять их для того, чтобы подметить какие-то закономерности в их совокупности.

Логическое развитие свойств диаграмм, на которых свойства изучаемых предметов выражаются простейшим геометрическим элементом, именно точкой, приводит к представлению не только трехмерных, но четырехмерных, пятимерных и т. д. диаграмм, но такое представление диаграмм в виде точек более чем трехмерного наглядного пространства лишает эти диаграммы основного свойства, которого мы от них требуем, — их наглядности. Вместе с тем такие диаграммы, которые мы не можем наглядно представить, едва ли будут в такой степени пробуждать интуицию, необходимую в поисках эмпирических закономерностей.

Все эти соображения определяют то, что мы останавливаемся в нашем выборе способов изображения при помощи диаграмм на построениях в трехмерном пространстве.

Мы стремимся на диаграмме изобразить химические составы изверженных горных пород, представленные отношениями большого числа компонентов. Чем больше составных частей мы хотели бы изобразить, тем более сложным должен был бы быть тот геометрический образ, при помощи которого мы стремимся этого достигнуть, но, усложняя этот образ, мы опять-таки теряем в наглядности диаграммы и в ее значении как эвристического средства.

Поэтому, для того чтобы выбрать наиболее рациональный, наиболее выгодный способ представления химических составов горных пород при помощи диаграммы, нам надо остановиться на некоторой «золотой середине»: не слишком усложнить геометрический образ, представляющий химический состав, с одной стороны, и обеспечить требование, чтобы этот образ выражал все те особенности химического состава, которые мы считаем главными и без которых нам нельзя обойтись.

Как найти эту «золотую середину», видно из таких соображений.

Простейшим геометрическим образом — точкой — в трехмерном пространстве мы можем изобразить три отношения четырех чисел. Способы изображения могут быть разнообразны, но число изображаемых отношений остается одинаковым, независимо от того, берем ли мы прямоугольные координаты, барицентрические или какие-нибудь иные.

Если мы хотим изобразить большее число отношений, точка недостаточна. От нее необходимо перейти к более сложному образу. Первым шагом в этом направлении является переход от точки к вектору, т. е. образу, определяемому двумя разными точками. Две точки дают 2×3 независимых переменных, т. е. ими или вектором можно изобразить шесть отношений между семью числами. Тремя точками (или образом, ими определяемым, — треугольником) можно представить 3×3 отношений между десятью числами и т. д. Мы видим, как, увеличивая число точек или тем самым

усложняя образ, изображающий состав, мы усложняем диаграмму, и как вместе с тем менее наглядными в ней становятся соотношения между элементарными образами, представляющими изучаемые предметы. Очевидно, что такое увеличение числа изображаемых на диаграмме отношений компонентов и ее усложнение надо остановить на каком-то пределе. Мы можем написать такую табличку:

| | | | | |
|--|---|---|----|---------|
| Число точек, изображающих отдельный химический состав | 1 | 2 | 3 | и т. д. |
| Число компонентов, которые можно изобразить | 4 | 7 | 10 | и т. д. |

Очевидно, что изображения четырех компонентов или четырех чисел недостаточно, хотя многие авторы на этом останавливались, соединяя для этого компоненты химического состава горной породы в группы (Левинсон-Лессинг, Федоров, Озанн, Вольф и др.). Мы должны, очевидно, пойти дальше. Является ли образ вектора в пространстве настолько сложным, что это может остановить нас на таком пути? Если мы задумаемся в это, то ответим на это отрицательно. Ведь совокупность таких векторов, меняющих свое направление в пространстве и длину, до известной степени будет походить на то, как мы представляем изменение в пространстве, например — каких-либо сил в некотором силовом поле, а с таким образом мы уже свыклись в других областях естествознания, и там его введение оправдалось результатами, полученными от применения такого способа.

Таким образом, мы можем наперед предвидеть основные черты наиболее удобной (выгодной, как средство исследования) диаграммы для изображения химических составов горных пород: это будет совокупность векторов в пространстве. Как эти векторы строить — это зависит от того, как мы будем поступать с непосредственными данными анализов, выделяя в них главное и второстепенное.

В представлении векторов в пространстве мы различаем положение каждого вектора, его длину и направление. Поэтому при изображении отношений семи компонентов при помощи векторов было бы полезно разбить этот ряд отношений на группы таким образом, чтобы каждая из этих групп выражалась одним из этих различных свойств вектора. Наиболее важным на диаграмме является положение вектора, или, другими словами, координаты его начальной точки. Это положение его начальной точки может изобразить три отношения четырех чисел, и эти отношения мы примем за главные, за основные. К ним должны быть дополнены другие отношения так, чтобы вся их совокупность однозначно представляла отношения семи компонентов в химическом составе горной породы.

Таким образом, мы видим, что, исследуя с чисто математической стороны возможные свойства диаграммы, которую нам надо построить, мы находим, что удобной формой диаграммы будет такая, где химические составы изображаются векторами в пространстве. Для этого необходимо только условие, чтобы мы ограничились семью главнейшими составными частями горной породы для характеристики ее химического состава.

С точки зрения петрохимии надо рассмотреть, можно ли ограничиться этими семью компонентами и какие именно это должны быть компоненты. Далее, также исходя из основных положений петрохимии, придется выбрать способ изображения этих компонентов посредством таких векторов.

РАЦИОНАЛЬНАЯ ФОРМА ЧИСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Мы видим таким образом, что если мы согласимся, что метод анализа диаграмм должен стать основным методом изучения химизма горных пород, то из этого вытекают некоторые следствия, определяющие наиболее рациональную форму тех числовых характеристик химических составов горных пород, которые надо представить на диаграммах. Мы видим

далее, что для того чтобы в полной мере использовать свойства пространства для построения диаграммы и в то же время получить наиболее простую диаграмму, мы должны прибегнуть к построению ее в наглядном трехмерном пространстве. Положение точки в пространстве определяется тремя независимыми переменными, т. е. точкой могут быть выражены три отношения между четырьмя составными частями, но точки вообще являются теми элементами, с которых надо начинать построение всякой диаграммы.

Уже отсюда понятно, что в рациональной форме числовых характеристик нам нужно будет заменить непрерывный ряд отношений окислов, данный в анализе горной породы, группами новых отношений, каждая из которых состояла бы не более чем из четырех членов. Общее же число отношений, даваемое во всех таких группах, для того чтобы было соблюдено условие равномоности множеств числовых характеристик и анализов, должно быть то же, которое мы принимаем во внимание в каждом исходном анализе. Одна из полученных групп отношений, вычисленных таким образом, будет основной. В ней должны быть представлены самые главные, основные черты химизма горной породы, другие группы будут дополнительными к ней.

Таким образом, нам нужно выбрать способ, при помощи которого первоначальный данный в анализе ряд отношений мы, следуя определенным правилам, заменим несколькими группами отношений, из которых каждая заключала бы в себе не более трех отношений четырех чисел.

Необходимыми условиями, которым должны удовлетворять эти правила, являются прежде всего такие:

1. Новые группы должны выводиться из исходных чисел при помощи строго определенных математических операций.

2. Из полученных чисел мы должны иметь возможность обратно однозначно находить исходные числа (требование равномоности).

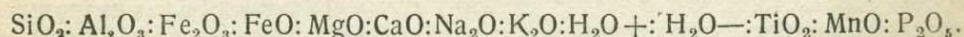
3. Указанные математические операции должны быть как можно более простыми.

Эти три условия не имеют прямого отношения к существу того материала, с которым мы имеем дело, и лишь выражают формальные требования с математической стороны. К ним следует прибавить еще одно условие, которое является главнейшим с точки зрения петрохимии. Оно зависит от основных представлений о химизме горных пород, именно о том, какое относительное значение имеют те или другие особенности их химического состава. Это условие можно формулировать таким образом.

4. Вновь полученные отношения должны быть таковы, чтобы в них как можно яснее были отражены те особенности химизма горных пород, которые мы считаем важнейшими.

ПРЕДЛАГАЕМЫЙ СПОСОБ ОБРАЗОВАНИЯ ЧИСЛОВОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Исходные данные химического анализа представляют ряд отношений в весовых процентах:



Мы видели, что все авторы разных способов пересчетов анализов на числовые характеристики (формулы, параметры и т. д.) 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 правильные решетки, образованные из атомов. Химизм горной породы как агрегата минералов (реальный или возможный) больше отражен в относительных

числах (и расположении) атомов разных элементов. Поэтому правильное и рациональное в числовых характеристиках составов давать отношение чисел атомов.

Вместо написанного ряда отношений окислов мы будем исходить из равномогущего ряда отношений чисел атомов:

O : Si : Al : Fe : Mg : Ca : Na : K : H : Ti : Mn : ...

Прежде всего должен быть поставлен вопрос, насколько важно нужно принимать во внимание все эти отношения? Чтобы упростить стоящую перед нами задачу, надо стремиться уменьшить число рассматриваемых отношений, поэтому можно ограничиться только теми, которые действительно характерны для вещественного состава породы. Это тем более возможно, что мы наперед знаем, что все наши расчеты и выводы могут быть только приближенными, и потому нет никакого смысла считаться с теми особенностями анализа, которые, так сказать, далеко выходят за пределы точности наших расчетов.

Подходя с этой точки зрения к данным анализу, можно, прежде всего, некоторые составные части, находящиеся в незначительном количестве, совсем не принимать во внимание, другие второстепенные составные части присоединить к сходным в химическом отношении главным составным частям и, наконец, оставить без внимания те отношения даже главных составных частей, которые являются нехарактерными для химизма горной породы.

Последнее обстоятельство имеет место для кислорода O и водорода H. Действительно, в отношении содержания кислорода различные породы отличаются 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. В одном и том же потоке лавы, например, верхние части его отличаются от нижних в этом отношении. Иногда даже наружная корка бомб отличается степенью окисления железа от их внутренней части. Эта степень зависит от случайных причин, не поддающихся учету. То же самое можно сказать и о содержании водорода (воды), в которой обыкновенно невозможно разделить первоначальное содержание и результат дальнейших изменений породы под влиянием вторичных процессов. Кроме того, изменение содержания воды в разных типах пород не представляется характерным их признаком.

Поэтому в приближенных расчетах химического состава горных пород можно принимать во внимание лишь следующие характерные для породы отношения между элементами:

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

При незначительном количестве Mn присоединяем к Fe, а Ti — условно к Si. Обычно так и поступают при разных приближенных расчетах.

Мы видели уже, что с точки зрения атомной структуры минералы горных пород образованы своего рода кислородным каркасом, внутри которого в определенном для каждого минерального вида порядке заключены катионы металлов. С этой точки зрения основные химические свойства горных пород, представленные только что написанным рядом отношений, характеризуются соотношениями катионов разных элементов, входящих в такие решетки. Этими главными составными частями определяются те особенности состава породы, которые можно считать существенными.

Приняв эти упрощения и только что указанное ограничение числа отношений, характеризующих химизм горной породы, мы имеем здесь шесть отношений между семью числами, т. е. как раз то число, какое допускает построение диаграммы. Этот ряд отношений семи чисел надо заменить группами отношений между не более чем четырьмя числами,

и притом так, чтобы в этой группировке отразить наиболее характерные свойства вещественного состава породы.

За такие характерные свойства вещественного состава можно принять те, которые одинаково ясно выражаются и в химическом, и в минералогическом составе породы, и на которых в настоящее время мы основываем главные подразделения классификации горных пород.

В настоящее время можно считать уже достигнутым общее соглашение петрографов во взглядах на то, какие существенные признаки должны быть положены в основу систематики изверженных пород по их вещественному составу.

1. Таким признаком является прежде всего соотношение между силическими и фемическими составными частями горной породы. Важность этого соотношения вытекает из глубокого различия между химизмом алюмосиликатов и простых силикатов. Этим отношением прежде всего определяется общий облик породы, выражающийся в виде отношения легких и светлых составных частей к тяжелым и темным составным частям породы.

2. Вторым существенным признаком химизма изверженной горной породы является наличие или отсутствие избытка или недостатка в ее составе кремнезема, определяющее появление таких симптоматических, как их назвал Лакруа, минералов, как кварц, оливин или фельдшпатаиды.

3. Далее чрезвычайно важным классификационным признаком химического и минералогического состава породы является характер полевых шпатов, т. е. характер силических алюмосиликатовых 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 породы и ее минералогического состава.

Вспомним кстати, что первые три из перечисленных характерных признаков определяют класс, порядок, ранг и субранг американской количественной классификации. Стремление так или иначе выявить именно эти признаки с помощью пересчета химических анализов мы находим у авторов почти всех систем таких пересчетов. Признаки эти отражены лишь в различной мере полно и при помощи приемов, в разной мере сложных.

Вместе с тем все такие расчеты по необходимости должны быть условными. Это вытекает из первого необходимого условия, которому должны удовлетворять правила образования числовых характеристик, указанные нами выше (стр. 89). Ведь и в американской количественной классификации стандартные минералы нормативного состава представляют лишь математические функции химического состава породы, и нормативный состав нельзя смешивать с модальным составом.

Всякий пересчет данных химического анализа и подсчет отношений различных групп составных частей по необходимости всегда будет условным или искусственным, так как мы не знаем в достаточной мере геологических и физико-химических условий образования породы, от которых зависит группировка атомов в реальные соединения, и во всяком случае эти условия не даны в химическом составе горной породы.

Второе правило для образования числовых характеристик — равнозначность их с исходными данными анализов удовлетворяется при достаточном числе отношений, данных в характеристиках. Оно удовлетворено в американской классификации и в системе Ниггли. Правило это, очевидно, легко выполнимо.

Третье правило требует, чтобы числовые характеристики были возможно более простыми. С этой точки зрения можно возражать против американской системы, не безупречна в этом отношении и система Ниггли.

Стремясь внести наибольшую простоту в расчеты и удовлетворить остальным указанным правилам расчета, мы можем ограничиться такими операциями для образования числовых характеристик химического состава горной породы.

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 особо.

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

s — относительное число атомов кремния.

Величина c определяется условно тем же приемом, как вычисляется левошпатовая известь во всех числовых характеристиках, предложенных различными авторами и рассмотренных нами выше, т. е. из разности молекулярных количеств $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; такой расчет по существу является лишь определенно выбранным условным математическим приемом. В зависимости от того, будет ли вышенаписанная разность больше молекулярного количества CaO или меньше его, или, наконец, будет величиной отрицательной, мы можем различать три различных ряда химических составов пород, именно ряды составов: пересыщенных глиноземом, нормальных и пересыщенных щелочами. В дальнейшем мы подробно изложим способ вычисления основной характеристики отдельно на примерах пород каждого из этих рядов.

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 $\text{CaO} - [\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$. Далее, в некоторых случаях молекулярное количество $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$; тогда избыточные атомы алюминия, определяемые из разности $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$, также необходимо отнести к группе b , как не входящие в алюмосиликаты. В некоторых породах молекулярное количество $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$, в этом случае мы имеем избыток щелочей $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3$, который, очевидно, не может войти в алюмосиликаты; параметр c в этом случае принимает «отрицательное» значение. Атомы щелочных металлов, отвечающие указанному избытку щелочей, мы могли бы включить в группу b как не входящие в алюмосиликаты, но мы можем также подсчитать их отдельно и ввести в основную характеристику как величину c на место отсутствующей 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 c , отвечает атом железа, участвующий в строении феррисиликата натрия. Подсчитывая \bar{c} атомов Na, удобно и логично не включать связанные с этим Na атомы Fe в группу b . Число этих атомов Fe, равное \bar{c} , видно непосредственно из характеристики; удобства такого способа будут видны из дальнейшего изложения.

Указанные расчеты позволяют разделить все химические составы изверженных пород на три класса, определенно характеризующиеся соотношением молекулярных количеств Al_2O_3 , CaO и $(Na_2O + K_2O)$:

нормальные составы: $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$;

пересыщенные глиноземом: $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$;

пересыщенные щелочами: $Na_2O + K_2O > Al_2O_3$.

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 отношении силических 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 $(Na, K)Al_3Si_3O_8$; в известковых алюмосиликатах связано $2c$ атомов кремния, согласно формуле $CaAl_2Si_2O_8$; наибольшее количество кремния, которое может быть связано в простых силикатах вместе 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 силических составных частей (характер 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 нашу группу b , т. е. в фемические составные части породы. Для того чтобы выразить и эти признаки и этим достичь равномошности 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, найдется таким путем:

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

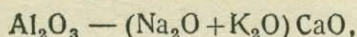
так как величина в прямых скобках выражает молекулярное количество CaO , идущее в алюмосиликаты.

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

$$f':m':c' = (2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO} : \{\text{CaO} - [\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]\}.$$

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

В случае класса пород, пересыщенных глиноземом, т. е. если



мы имели, как мы видели, избыток глинозема $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$, 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:

$$a' : f' : m' = 2 [\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})] : (2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO}.$$

Наконец, в классе пород, пересыщенных щелочами, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$, только часть атомов щелочных металлов, именно равная $2\text{Al}_2\text{O}_3$, в этом случае может войти в алюмосиликаты. Избыток их, равный $2(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3)$, приходится, очевидно, или считать вместе с другими, не входящими в алюмосиликаты окислами, и тогда включать их в группу *b*, или считать их особо, обозначая условно как \bar{c} , т. е. как недостаток алюминия, нужного для образования кальциевого алюмосиликата. Приняв первый способ, мы имели бы четырехчленную числовую характеристику,

$$f' : m' : c' : n' = (2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO} : \text{CaO}' : 2(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3).$$

При втором способе вторая основная характеристика будет иметь вид:

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

где \bar{c} пропорционально $2(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3)$ и как и раньше $a + c + b + s = 100$ и остается трехчленная дополнительная характеристика:

$$f' : m' : c' = [2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - 2(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3)] : \text{MgO} : \text{CaO} = \\ = \{2[(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] + \text{FeO}\} : \text{MgO} : \text{CaO}.$$

Мы предпочтем этот второй способ.

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 $\text{Na}_2\text{O} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 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.

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

Как видно из изложенного, все производимые расчеты исходят из разделения алюмосиликатов и простых силикатов так, как это делается при расчете нормативного или виртуального (не модального или реального) минералогического состава. В реальном составе некоторая часть глинозема или щелочей может войти в цветные минералы. Поэтому в расчетах виртуального (нормативного) состава мы очевидно подсчитываем максимальное возможное количество щелочных и известкового алюмосиликатов. С другой стороны, часть окислов железа присутствует в горной породе в виде магнетита, не входя в силикаты. Поэтому важная характеристика $Q = s - (3a + 2c + b)$ или для пересыщенных щелочами пород $Q = s - (3a + 2\bar{c} + b)$ выражает минимальное количество свободной кремнекислоты в породах. Мы увидим дальше, как эта величина *Q* выражает особенности реального состава.

Изложив принцип образования числовых характеристик, мы приведем четыре примера, из которых будет совершенно ясным порядок подсчетов для определения этих характеристик.

ПОРЯДОК РАСЧЕТА ЧИСЛОВОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ

1. Перечисляем весовое процентное содержание окислов в молекулярные количества их. Для этого служат таблицы, данные в приложении.

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 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, получаем A .

3а. Если $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$ ¹, то величину A получим, удваивая Al_2O_3 , а избыток $\text{Na}_2\text{O}' = \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$, умножив на два, обозначаем как \bar{C} .

4. Берем разность $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$. Если она меньше или по крайней мере равна CaO , то обозначаем ее C .

4а. В случае, если $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$, то C равно CaO , и в этом случае избыток $\text{Al}_2\text{O}_3' = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, умножив на два, присоединяем к величине B .

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

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

6. Определим $\text{CaO}' = \text{CaO} - C$ (см. пункт 4).

7. Складывая $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}'$, получаем величину B . Сюда же присоединяем, как сказано, удвоенный избыток $\text{Al}_2\text{O}_3'$, когда он имеется (пункт 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:

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

$$n = \frac{2\text{Na}_2\text{O}}{A} \cdot 100; \quad t = \frac{\text{TiO}_2}{S} \cdot 100; \quad \varphi = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{B} \cdot 100;$$

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

$$a' = \frac{2\text{Al}_2\text{O}_3'}{B} \cdot 100.$$

В породах, пересыщенных щелочами, в написанном выше выражении для f' величина FeO' обозначает количество закиси железа, уже уменьшенное

¹ В этом случае мы назовем состав породы пересыщенным щелочами.

на величину \bar{C} . В редких случаях, когда $\bar{C} > \text{FeO}$, получается, как мы видели, избыток Na' , и тогда мы имеем дополнительный параметр:

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

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:

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

3а) в еще более редких случаях сильно пересыщенных щелочами пород:

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

Заметим следующее важное обстоятельство: параметры основной характеристики являются числами именованными, а параметры дополнительных — числами отвлеченными.

Для пояснения способа вычисления числовых характеристик приведем следующие четыре примера (табл. 11—13а).

Таблица 11

Вычисление числовых характеристик

I. Состав нормального ряда

Андезито-базальт. Лава 1909 г. Вулкан Авача на Камчатке
Вес. % Молек. колич.

| | | | | | |
|-----------------------------------|--------|-----|---|----------------------|-----------------|
| SiO_2 | 54.30 | 905 | } | 917 | S |
| TiO_2 | 0.98 | 012 | | | |
| Al_2O_3 | 17.56 | 172 | } | -061 = 111 | C |
| Fe_2O_3 | 5.75 | 036 | | | |
| FeO | 2.70 | 039 | } | } 112 | } 300 |
| MnO | 0.10 | 001 | | | |
| MgO | 5.65 | 141 | | | |
| NaO | 8.85 | 158 | - | 111=047 | |
| Ca_2O | 3.14 | 051 | } | 061×2=122 | A |
| K_2O | 0.93 | 010 | | | |
| P_2O_5 | 0.15 | | | A = 122 | a = 8.4 |
| S | 0.22 | | | C = 111 | c = 7.6 |
| Cl | 0.05 | | | B = 300 | b = 20.7 |
| H_2O | 0.10 | | | S = 917 | s = 63.3 |
| Сумма | 100.48 | | | N = 1450 | 100 |

От весовых процентов (1-я колонка) переходим к молекулярным количествам (2-я колонка). Складывая $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$, получаем S (917). Складывая $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, получаем молекулярное число R_2O (или $\text{R}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$), а так как за параметр (A) мы берем число атомов K и Na, то для получения A (122) надо сумму щелочей (61) умножить на 2. Вычитая сумму щелочей из Al_2O_3 , получим C (111). Вычитая полученное молекулярное количество полевошпатовой извести из всего молекулярного количества CaO , получим молекулярное количество свободной извести CaO' (047) (или соответственно атомов Ca'). Перечисляем Fe_2O_3 на закись FeO , для чего надо это количество

умножить на 2; прибавляем сюда FeO и MnO, получаем FeO' (112). Складывая FeO' + MgO + CaO', получим B (300). Сумма A + C + B + S = 1450 (=N).

Перечисляя относительные количества A, C, B и S в проценты («приводя сумму к 100»), получим a : c : b : s. Дополнительные числовые характеристики будут:

$$f' = \frac{112}{300} \times 100 = 37; m' = \frac{141}{300} \times 100 = 47; c' = \frac{47}{300} \times 100 = 16;$$

$$n = \frac{51}{61} \times 100 = 84; t = \frac{12}{917} \times 100 = 1.3; \varphi = \frac{72}{300} \times 100 = 24.$$

Чрезвычайно просто приведение к 100 при вычислении основной числовой характеристики производить с помощью счетной линейки. Для того чтобы не передвигать движка линейки, удобно пользоваться верхней шкалой. Выдвигаем движок так, чтобы против нуля неподвижной шкалы стояло число N на движке. Тогда все сведется к чтению цифр на неподвижной шкале против соответствующих цифр на шкале движка.

Счетная линейка очень полезна и при всех остальных расчетах, облегчая деление и умножение до крайней простоты и давая более чем достаточную точность.

Сложение при вычислении числовых характеристик удобно производить на счетах.

Таблица 12

II. Состав, пересыщенный глиноземом
Андезит Мон-Пеле, извержение 1902 г., Маргиника

| | Вес. % | Молек. колич. | | |
|--------------------------------|--------|---------------------------|----------|---------------------|
| SiO ₂ | 60.60 | 1010 | } | 1018 S |
| TiO ₂ | 0.56 | 008 | | |
| Al ₂ O ₃ | 18.63 | 182-056=126-116=010×2=020 | } | 093 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.77 | 011× 2=022 | | |
| FeO | 5.10 | 071 | } | 182 B |
| MgO | 2.76 | 069 | | |
| CaO | 6.52 | 116 | | C |
| Na ₂ O | 2.80 | 045 | } | 056×2=112 |
| K ₂ O | 0.97 | 011 | | |
| P ₂ O ₅ | 0.09 | | A = 112 | a = 7.8 |
| П. п. п. | 0.25 | | C = 116 | c = 8.1 |
| | 100.05 | | B = 182 | b = 12.7 |
| Сумма | | | S = 1018 | s = 71.4 |
| | | | N = 1428 | 100 |

Как и в предыдущем случае, находим A; после вычитания Al₂O₃ — (Na₂O + K₂O) видно, что полученная величина (126) больше CaO. В таком случае все число атомов Ca (116) уйдет в C, которое будет равно 116. Остается избыток Al₂O₃, именно разность 126—116=010. Удвоенный он представит число атомов Al, которые пойдут в B вместе с Fe₂O₃ (перечисленными на FeO), FeO и MgO. Дальнейший подсчет — как в предыдущем случае.

Дополнительные числовые характеристики этого состава:

$$a' = \frac{20}{182} \times 100 = 11; f' = \frac{93}{182} \times 100 = 51; m' = \frac{69}{182} \times 100 = 38;$$

$$n = \frac{45}{56} \times 100 = 80; t = \frac{8}{1018} \times 100 = 0.8; \varphi = \frac{22}{182} \times 100 = 12.$$

III. Состав, пересыщенный щелочами
Пантеллерит. Пантеллярия, Коста Ценети

| | Вес. % | Молек. колич. | | |
|--------------------------------|--------|-------------------------|--------------------------------------|--------------|
| SiO ₂ | 64.54 | 1075 | } 1086 S | |
| TiO ₂ | 0.90 | 011 | | |
| Al ₂ O ₃ | 11.49 | 113 × 2 = 226 | } = 226 A | |
| Fe ₂ O ₃ | 5.14 | 032 × 2 = 064 - 50 = 14 | | |
| FeO | 2.99 | 042 | } = 56 | } 91 . . . B |
| MgO | 0.89 | 023 | | |
| CaO | 0.64 | 012 | | |
| Na ₂ O | 5.46 | 088 | } 138 - 113 = 025 × 2 = 50 C | |
| K ₂ O | 4.66 | 050 | | |
| П. п. п. | 3.23 | | | |
| P ₂ O ₅ | 0.16 | | | |
| Сумма | 100.10 | | | |
| | | | A = 226 | a = 15.6 |
| | | | C = 50 | c = 3.4 |
| | | | B = 91 | b = 6.3 |
| | | | S = 1086 | s = 74.7 |
| | | | N = 1453 | 100 |

Сложив молекулярные количества Na₂O + K₂O, видим, что сумма их (138) больше Al₂O₃ (113). Следовательно, весь Al₂O₃ войдет в алюмосиликат щелочей и число атомов Na + K в алюмосиликатах будет равно 2Al₂O₃ = 226 (A). Остается еще избыток щелочей 025. Этот избыток удвоенный равен числу атомов натрия, входящих в C. На то же число (50) должно быть уменьшено число атомов железа; остальное входит в B.

Дополнительные числовые характеристики здесь будут:

$$f' = \frac{56}{91} \times 100 = 62; \quad m' = \frac{23}{91} \times 100 = 25; \quad c' = \frac{12}{91} \times 100 = 13;$$

$$n = \frac{88 - 25}{113} \times 100 = 56; \quad t = \frac{11}{1086} \times 100 = 1; \quad \varphi = \frac{14}{91} \times 100 = 15.$$

Таблица 13а

IIIa. Состав, сильно пересыщенный щелочами
Уртит, Кольский полуостров

| | | | | |
|--------------------------------|-------|---------------|-------------------------------------|----------|
| SiO ₂ | 45.26 | 761 | S | |
| TiO ₂ | — | — | | |
| Al ₂ O ₃ | 27.37 | 270 × 2 = 540 | A | |
| Fe ₂ O ₃ | 3.53 | 022 × 2 = 44 | } 56 C | |
| FeO | 0.49 | 009 | | |
| MnO | 0.19 | 003 | } 72 B | |
| MgO | 0.33 | 008 | | |
| CaO | 1.22 | 022 | } 319 - 270 = 49 × 2 = 98 - 56 = 42 | |
| Na ₂ O | 17.29 | 281 | | |
| K ₂ O | 3.51 | 038 | | |
| H ₂ O | 0.40 | | | |
| Сумма | 99.59 | | | |
| | | | A = 540 | a = 37.8 |
| | | | C = 56 | c = 3.9 |
| | | | B = 72 | b = 5.0 |
| | | | S = 761 | s = 53.3 |
| | | | N = 1429 | |

Избыточное число атомов Na, не входящее в алюмосиликаты, равно 98, больше числа атомов железа (+ Mn) на 98 - 56 = 42. Все железо пойдет в C, а 42 атома Na в B.

Дополнительные числовые характеристики:

$$n' = \frac{42}{72} \times 100 = 59; \quad m' = \frac{8}{72} \times 100 = 11; \quad c' = \frac{22}{72} \times 100 = 30;$$

$$n = \frac{(2 \times 281) - 98}{540} \times 100 = 86.$$

ОБРАТНОЕ ВЫЧИСЛЕНИЕ СОСТАВА ПО ЧИСЛОВЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ

Зная основную числовую характеристику и дополнительные коэффициенты, мы, очевидно, можем вычислить обратно относительные весовые количества окислов, из которых мы исходим, по следующим уравнениям:

$$\mathfrak{N} \cdot \text{SiO}_2 = 60 s \left(1 - \frac{t}{100}\right); \quad \mathfrak{N} \cdot \text{TiO}_2 = 80 s \frac{t}{100};$$

$$\mathfrak{N} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 = 102 \left(\frac{a}{2} + c + \frac{a'b}{2 \cdot 100}\right) = 51 \left(a + 2c + \frac{a'b}{100}\right);$$

$$\mathfrak{N} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 = 160 \left(\frac{\varphi b}{2 \cdot 100} + \frac{\bar{c}}{2}\right) = 80 \left(\frac{\varphi b}{100} + \bar{c}\right);$$

$$\mathfrak{N} \cdot \text{FeO} = 72 \left(\frac{f' - \varphi}{100}\right) b;$$

$$\mathfrak{N} \cdot \text{MgO} = 40 \frac{m'b}{100}; \quad \mathfrak{N} \cdot \text{CaO} = 56 \left(c + \frac{c'b}{100}\right);$$

$$\mathfrak{N} \cdot \text{Na}_2\text{O} = 62 \left(\frac{n}{100} \cdot \frac{a}{2} + \frac{\bar{c}}{2} + \frac{n'b}{2}\right) = 31 \left(\frac{na}{100} + \bar{c} + n'b\right);$$

$$\mathfrak{N} \cdot \text{K}_2\text{O} = 94 \left(1 - \frac{n}{100}\right) \frac{a}{2}.$$

Чтобы получить весовые проценты, надо сумму найденных относительных количеств привести к 100 — ($\text{P}_2\text{O}_5\% + \text{H}_2\text{O}\%$), где в скобках — окислы, не принимавшиеся в расчет при образовании числовой характеристики. Разумеется, вследствие накопления неточностей в связи с округлением цифр при пересчетах полученные цифры не будут вполне точно совпадать с исходными. В написанных выше выражениях SiO_2 , Al_2O_3 ... обозначают весовые проценты этих окислов, а число \mathfrak{N} некоторый коэффициент пропорциональности, который мы легко найдем таким образом. Сложив все написанные выражения, получим:

$$\begin{aligned} \mathfrak{N} 100 &= 60 s \left(1 - \frac{t}{100}\right) + 80 \frac{st}{100} + 102 \left(\frac{a}{2} + c + \frac{a'b}{2 \cdot 100}\right) + 160 \left(\frac{\varphi b}{2 \cdot 100} + \frac{\bar{c}}{2}\right) + \\ &+ 72 \frac{(f' - \varphi)b}{100} + 40 \frac{m'b}{100} + 56 \left(c + \frac{c'b}{100}\right) + 62 \left(\frac{n}{100} \cdot \frac{a}{2} + \frac{\bar{c} + n'b}{2}\right) + \\ &+ 94 \left(1 - \frac{n}{100}\right) \frac{a}{2} = (98 - 0.16n)a + 158c + 11\bar{c} + (0.08\varphi + 0.72f' + \\ &+ 0.4m' + 0.56c' + 0.51a' + 31n')b + (60 + 0.2t)s. \end{aligned}$$

Возьмем первый из примеров, приведенных выше. Для него имеем

$$100\mathfrak{N} = 6957; \quad \mathfrak{N} = 69.6.$$

Существует очевидная зависимость между \mathfrak{N} и $N = A + C + B + S$.

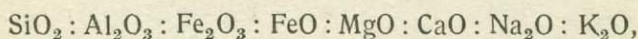
Если молекулярное число $\frac{N}{1000}$ отвечает 100 весовым процентам, то молекулярное число 100, равное $(a + c + b + s)$, отвечает \mathfrak{N} . 100 весовым, отсюда $\frac{N}{1000} : 100 = 100 : 100\mathfrak{N}$ и, следовательно, $\frac{N\mathfrak{N}}{10} = 10\,000$, или $N = \frac{10^5}{\mathfrak{N}}$.

В нашем случае $N = \frac{10^5}{69.6} = 1437$. Мы видели на стр. 96, что $N = 1450$.

Полученная разница произошла от того, что при вычислении числовых характеристик мы округляли числа и, таким образом, получили погрешность в 0.9%, что для наших приблизительных расчетов не имеет большого значения.

СВЯЗЬ МЕЖДУ ЧИСЛОВЫМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ РАЗНЫХ СИСТЕМ

Так как параметры числовых характеристик основной и дополнительных, взятые вместе, однозначно выражают все особенности химического состава, данные в отношениях (цифрах анализа):



то в этих характеристиках можно представить и числа, получаемые при всякой другой системе пересчетов, если только они однозначно связаны с указанными цифрами анализа.

Если такого однозначного соответствия нет, или, иначе, если совокупность параметров данной системы не равнозначна с совокупностью данных анализа, то хотя мы можем точно выразить такие неполные характеристики при помощи характеристики нашей системы, обратный переход невозможен.

Здесь мы остановимся только на главнейших примерах. Очень простое соотношение существует между нашей характеристикой и системой *Озанна* для класса нормальных составов горных пород. Для этого надо брать те параметры *A, C, F* *Озанна*, которые он изображает заглавными буквами:

$$2A : C : F : S = a : c : b : s;$$

$$\text{SALF} = s : \left(\frac{a}{2} + c\right) : b;$$

$$\text{AlCAIk} = \left(\frac{a}{2} + c\right) : \left(c + \frac{c'b}{100}\right) : \frac{a}{2}.$$

Если мы имеем состав, пересыщенный глиноземом, то:

$$2A : C : F : S = a : \left(c + \frac{a'b}{2 \cdot 100}\right) : b \left(1 - \frac{3a'}{2 \cdot 100}\right) : s;$$

$$\text{SALF} = s : \left(\frac{a}{2} + c + \frac{a'b}{100}\right) : b \left(1 - \frac{a'}{100}\right);$$

$$\text{AlCAIk} = \left(\frac{a}{2} + c + \frac{a'}{100} b\right) : c : \frac{a}{2}.$$

Для пород, пересыщенных щелочами:

$$2A : O : F : S = \left(\frac{a + \bar{c}}{2}\right) : O : (b - \bar{c}) : s;$$

$$\text{SAIF} = s : \frac{a}{2} : (b - \bar{c});$$

$$\text{AlCAIk} = \frac{a}{2} : \frac{c'b}{100} : \frac{a+c}{2}.$$

Связь между нашими числовыми характеристиками и параметрами характеристик Ниггли может быть представлена в следующей форме, удобной для вычисления наших характеристик из параметров Ниггли.

В составах нормального класса:

$$a:c:b:s = 2\text{alk} : [\text{al} - \text{alk}] : [\text{fm} + c - (\text{al} - \text{alk})] : \text{si};$$

в составах, пересыщенных глиноземом:

$$a:c:b:s = 2\text{alk} : c : [\text{fm} + 2(\text{al} - \text{alk}) - 2c] : \text{si};$$

в составах, пересыщенных щелочами:

$$a:c:b:s = 2\text{al} : 2[\text{alk} - \text{al}] : [\text{fm} + c - 2(\text{alk} - \text{al})] : \text{si}.$$

Величина $n = 100(1 - k)$.

Для пород нормального класса:

$$f':m':c' = \text{fm}(1 - \text{mg}) : \text{fm} \cdot \text{mg} : [c - (\text{al} - \text{alk})];$$

для пересыщенных глиноземом:

$$a':f':m' = [(\text{al} - \text{alk}) - c] : \text{fm}(1 - \text{mg}) : \text{fm} \cdot \text{mg};$$

для пересыщенных щелочами:

$$f':m':c' = [\text{fm} - 2(\text{alk} - \text{al})](1 - \text{mg}) : [\text{fm} - 2(\text{alk} - \text{al})] \cdot \text{mg} : c.$$

Столь же несложен и переход от системы Вольфа к нашей основной числовой характеристике.

Для пород нормального класса:

$$a:c:b:s = 2A:C : \left(\frac{M}{2} - \frac{Mt}{6} \right) : \text{SiO}_2;$$

для пересыщенных глиноземом:

$$a:c:b:s = 2A:C : \left(\frac{M}{2} - \frac{Mt}{6} + 2t \right) : \text{SiO}_2;$$

для пересыщенных щелочами:

$$a:\bar{c}:b:s = 2A:2[-C] : \left(\frac{M}{2} - \frac{Mt}{6} - \frac{5}{8}e \right) : \text{SiO}_2,$$

где $[-C]$ представляет абсолютное значение $-C$ Вольфа.

Не трудно перейти к числовым характеристикам нашей системы и от виртуального состава или нормы CIPW. В норме мы имеем также однозначное выражение химического состава горной породы, как и в числовых характеристиках основной и дополнительных, но здесь отношения минеральных молекул даны в весовых процентах. Поэтому прежде всего надо перейти к молекулярным отношениям и затем к отношениям атомов. Переход от весовых процентов к молекулярным отношениям нормативных минералов легко сделать по тем же таблицам, по которым мы находим проценты нормативных минералов. Придется только находить цифры в обратном порядке, т. е. переходить от цифр весовых процентов внутри таблицы к десяткам и сотым молекулярных количеств. Так, например, в норме гранита Исполиновых гор содержится 23.4% *or*. В таблице найдем ближайшее число 23.35%, отвечающее молекулярному количеству $0.42\text{K}_2\text{O}$, или 84 атомам K .

Вычисление числовых характеристик из виртуального состава пород удобно производить по форме, понятной без дальнейших разъяснений из следующих пяти примеров (табл. 14—18).

Пересчет виртуального состава на числовые характеристики

Гранит Исполиновых гор (нормальный состав)

| | A | C | B | | | S |
|--------------|-----|----|-----|-----|-----|------|
| | | | Fe' | Mg' | Ca' | |
| Q 32.5 | 84 | 49 | 1 | 7 | 8 | 541 |
| or 23.4 | | | | | | 252 |
| ab 22.0 | 84 | | | | | 252 |
| an 13.6 | | | | | | 98 |
| di { fs 0.13 | | | | | | } 16 |
| en 0.70 | | | | | | |
| wo 0.93 | | | | | | |
| hy { fs 0.53 | | | 4 | 29 | | } 33 |
| en 2.9 | | | 21 | | | |
| mt 1.3 | | | | | | |
| | 168 | 49 | 26 | 36 | 8 | 1192 |
| | | | 70 | | | |

$$N = 168 + 49 + 70 + 1192 = 1479$$

$$a : c : b : s = 11.4 : 3.3 : 4.7 : 80.6;$$

$$f' : m' : c' = 37 : 51 : 12;$$

$$n = 50.$$

Таблица 15

Пересчет виртуального состава на числовые характеристики
Гранит горы Фельч, Мичиган (пересыщен глиноземом)

| | A | C | B | | | S |
|-------------|-----|---|-----|-----|-----|------|
| | | | Al' | Fe' | Mg' | |
| Q 37.1 | 138 | 2 | 36 | | | 618 |
| C 1.8 | | | | | | 414 |
| or 38.4 | 76 | | | | | 228 |
| ab 19.9 | | | | | | 4 |
| an 0.6 | | | | | | } 4 |
| hy { fs 0.0 | | | | 4 | | |
| en 0.4 | | | 3 | | | |
| mt 0.2 | | | 3 | | | |
| hm 0.5 | | | | | | |
| | 214 | 2 | 36 | 6 | 4 | 1268 |
| | | | 46 | | | |

$$N = 214 + 2 + 46 + 1268 = 1530$$

$$a : c : b : s = 14.0 : 0.1 : 3.0 : 82.9;$$

$$a' : f' : m' = 78 : 13 : 9;$$

$$n = 36$$

Пересчет виртуального состава на числовые характеристики

Луяврит. Гренландия (пересыщен щелочами)

| | A | C | B | | | S |
|-------------|-----|-----|---------------|-----|-----|-----|
| | | | Fe' | Mg' | Ca' | |
| Z 3.1 | | | | | | 34 |
| or 25.0 | 90 | | | | | 270 |
| ab 7.9 | 30 | | | | | 90 |
| ne 26.4 | 186 | | | | | 186 |
| ac 17.2 | | 76 | | | | 152 |
| ns 2.1 | | 34 | | | | 17 |
| di { fs 8.2 | | | 62 | | | 124 |
| en 0 | | | | 0 | | |
| wo 7.2 | | | | | 62 | |
| ol { fa 0.7 | | | 7 | | | 7 |
| fo 0 | | | | 0 | | |
| | 306 | 110 | 69-34= =35 | 0 | 62 | 880 |
| | | | 97 | | | |

$$N = 306 + 110 + 97 + 880 = 1393$$

$$a : c : b : s = 21.9 : 7.9 : 6.9 : 63.3;$$

$$f' : m' : c' = 36 : 0 : 61;$$

$$n = 70$$

3,4 атома Na, содержащиеся в 017 молекул ns нормы, войдут, очевидно, в параметр *c*, соответственно этому из *b* исключаются 34 атома Fe.

Таблица 17

Пересчет виртуального состава на числовые характеристики

Диорит. Крэзи Маунтинс

| | A | C | B | | | S |
|--------------|-----|-----|-----|-----|-----|-------------------|
| | | | Fe' | Mg' | Ca' | |
| or 11.1 | 40 | | | | | 120 390 222 |
| ab 34.1 | 130 | | | | | |
| an 30.9 | | 111 | | | | |
| di { fs 0.79 | | | 6 | | | 52 |
| en 2.00 | | | | 20 | | |
| wo 3.02 | | | | | 26 | 37 |
| hy { fs 1.2 | | | 9 | | | |
| en 2.8 | | | | 28 | | 25 |
| ol { fa 1.2 | | | 11 | | | |
| fo 2.8 | | | | 39 | | |
| mt 4.6 | | | 60 | | | |
| it 3.0 | | | 20 | | | |
| ap 2.0 | | | | | 18 | |
| | 170 | 111 | 106 | 87 | 44 | 866 |
| | | | 237 | | | |

$$N = 170 + 111 + 237 + 866 = 1384$$

$$a : c : b : s = 12.3 : 8.0 : 17.1 : 62.6; f' : m' : c' = 45 : 37 : 18$$

$$n = 77;$$

Пересчет виртуального состава на числовые характеристики.

Лейцитовый базанит. Везувий, лава 1872 г.

| | | A | C | B | | | S |
|-----------|-----------|-----|----|-----|-----|-----|-----|
| | | | | Fe' | Mg' | Ca' | |
| <i>or</i> | 13.3 | 48 | | | | 144 | |
| <i>lc</i> | 24.4 | 112 | | | | 224 | |
| <i>ne</i> | 12.8 | 90 | | | | 90 | |
| <i>an</i> | 17.8 | | 64 | | | 128 | |
| <i>di</i> | <i>fs</i> | | | 40 | | 170 | |
| | <i>en</i> | | | | 45 | | |
| <i>ol</i> | <i>wo</i> | | | | 85 | 37 | |
| | <i>fa</i> | | | 34 | | | |
| | <i>fo</i> | | | 48 | 40 | | |
| | <i>mt</i> | | | | | | |
| | <i>ap</i> | | | | 12 | | |
| | | 250 | 64 | 122 | 85 | 97 | 794 |
| | | 304 | | | | | |

$$N = 250 + 64 + 304 + 794 = 1412$$

$$a : c : b : s = 17.8 : 4.5 : 21.5 : 56.2$$

$$f' : m' : c' = 40 : 28 : 32;$$

$$n = 36$$

Глава VI. ДИАГРАММЫ, ИЗОБРАЖАЮЩИЕ ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Мы переходим теперь к самой важной части в решении нашей задачи: к выбору способа геометрического представления принятых нами числовых характеристик и построения диаграмм, выражающих множество числовых характеристик, а следовательно, и множество химических составов горных пород, так как эти два множества равнозначны и элементы их однозначно связаны между собою.

Как уже говорилось, диаграммы для представления химических составов пород применялись разными петрографами, но, используя их, авторы большей частью имели своей целью скорее в форме диаграммы представить иллюстрацию числовых данных ради наглядности и не рассматривали диаграммы как основной метод исследования множеств химических анализов.

Прежде чем остановиться на выборе способа построения диаграмм для наших целей, мы вкратце коснемся главнейших видов диаграмм, уже применявшихся в петрографии. Обзор таких диаграмм был в свое время сделан Иддингсом (1913), к нему можно прибавить еще несколько более поздних предложений. Хорошие очерки изображения многокомпонентных составов на диаграммах вообще (не только в петрографии) в русской литературе даны В. Н. Лодочниковым (1924) и позднее В. П. Радицевым (1940).

«ВАРИАЦИОННЫЕ ДИАГРАММЫ»

Диаграммы такого рода имеют довольно широкое распространение. Обыкновенно для построения их пользуются непосредственно цифрами анализа, но они применялись также и для сопоставления молекулярных количеств, вычисленных из анализов, или даже параметров числовых характеристик (Ниггли).

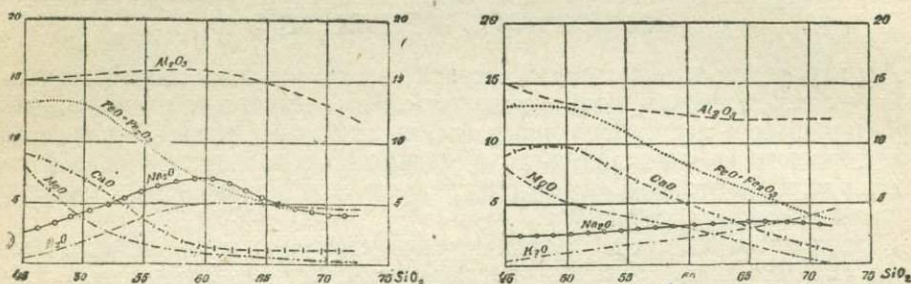
В прямоугольной системе координат по оси абсцисс откладывается величина, принятая за особо характерную для состава пород. В тех диаграммах, где пользуются непосредственно данными анализа, обыкновенно по оси абсцисс откладывается содержание SiO_2 . На ординатах откладывается содержание других окислов. Соединяя точки, полученные таким образом для каждого из окислов, получим ломаные линии, представляющие изменения содержания каждого из окислов в горной породе в связи с изменением в ней содержания SiO_2 . Обыкновенно при этом ломаные линии заменяют приближающимися к ним плавными кривыми. На фиг. 14 слева представлена вариационная диаграмма для пород нормальной магматической серии острова Мёлл; а на той же фигуре справа — такая же диаграмма для пород щелочной магматической серии того же острова. В некоторых случаях авторы вместо весового процентного содержания окислов откладывают молекулярное содержание их. На фиг. 15 представлена построенная таким образом вариационная диаграмма для горных пород древнего размытого вулкана Электрик Пик в Йеллоустонском национальном парке (по Иддингсу).

Иногда по оси абсцисс откладывают не содержание SiO_2 , а какую-нибудь другую величину, характерную для породы. Так, например, при изучении из-

менения состава в изверженной массе породы Пирсон по абсциссам откладывал расстояние между взятыми для анализа образцами. В таких случаях и содержание SiO_2 приходится откладывать на ординатах наряду с другими окислами.

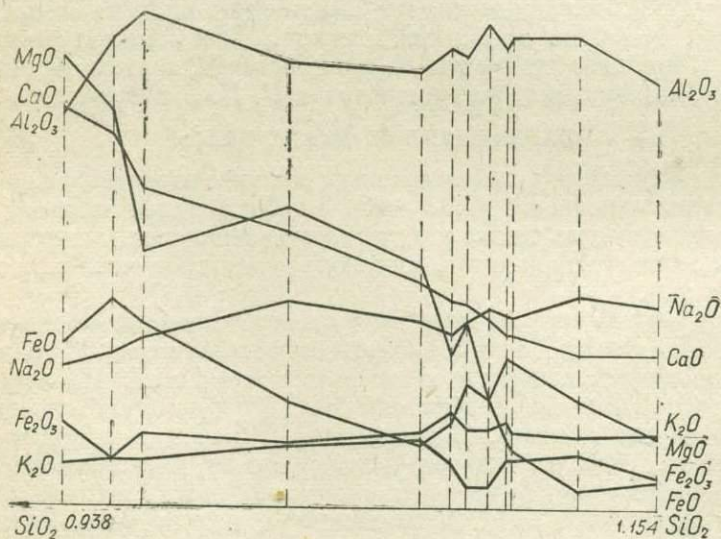
Ниггли пользуется такого же рода вариационными диаграммами, откладывая на оси абсцисс величину si или qz , а на ординатах — параметры alk , al , c , fm , иногда также ($\text{al} - \text{alk}$).

При рассматриваемом способе изображения состав каждой горной породы в сущности изображается 7 или 8 точками, представляющими пересече-



Фиг. 14. Вариационная диаграмма Харкера. *слева* — нормальный магматический ряд Мёлла; *справа* — щелочной магматический ряд Мёлла.

ние ординаты, соответствующей этой породе, с каждой из кривых вариационной диаграммы. Мы лишь заменяем здесь цифры отрезками линий (ординат) и располагаем их рядом на одной диаграмме. Этим достигается некоторая



Фиг. 15. Вариационная диаграмма горных пород вулкана Электрик Пик по Иддингсу.

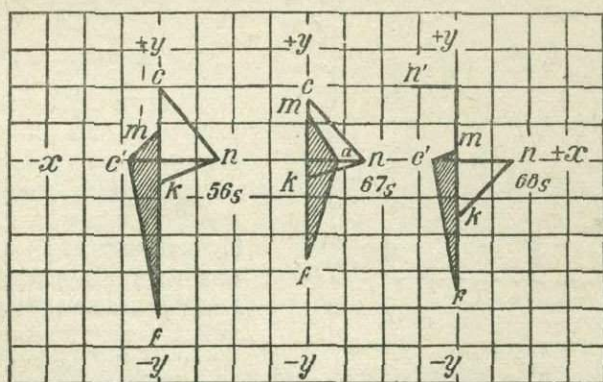
наглядность, но соотношения между составами пород остаются не на много более ясными, чем из рассмотрения цифр анализов. Поэтому такой способ является далеко не совершенным. Он в особенности дает мало, когда придется сравнивать отличительные признаки химизма целых комплексов горных пород. Каждому из таких комплексов отвечает своя вариационная диаграмма, состоящая, как мы видели, из 7—8 кривых. Крайне трудно сравнивать между собой такие совокупности кривых, и не удивительно, что

предлагались совершенно искусственные, рационально не обоснованные признаки для сравнения отдельных вариационных диаграмм. Так, например, Пикок предлагал считать характерной для каждой вариационной диаграммы величину абсциссы (т. е. содержание SiO_2), отвечающей точке пересечения кривых Al_2O_3 и CaO . Совершенно очевидно, что одной этой величины совершенно недостаточно, чтобы характеризовать вариационную диаграмму. Диаграммы фиг. 14 заметно отличаются между собой, но их нельзя различить по признаку, который предлагает Пикок, да и вообще трудно охарактеризовать словами различие этих двух диаграмм и получить ясное представление о различии самих горных пород, образующих эти две разные серии. Ниже на фиг. 59 приведен ряд вариационных диаграмм (по Харкеру) для разных серий горных пород. Достаточно взглянуть на эти рисунки, чтобы увидеть, как трудно определить точные признаки сходства или различия между такими диаграммами и на основании этих признаков дать классификацию серий горных пород. Задача сравнения и классификации серий пород, ради которой были предложены вариационные диаграммы, очень мало облегчается их построением.

ФИГУРНЫЕ ДИАГРАММЫ

В этом типе диаграмм различие в составе разных горных пород выражается в виде различной формы некоторой фигуры, представляющей этот состав. Было предложено несколько видов таких диаграмм. Мы упомянем только некоторые.

Мишель-Леви откладывал на прямоугольных осях координат величину различных, характеризующих химический состав породы, параметров, которые им были предложены. Соединив конечные точки отложенных по осям координат длин, как это показано на фиг. 16, мы получим два треуголь-



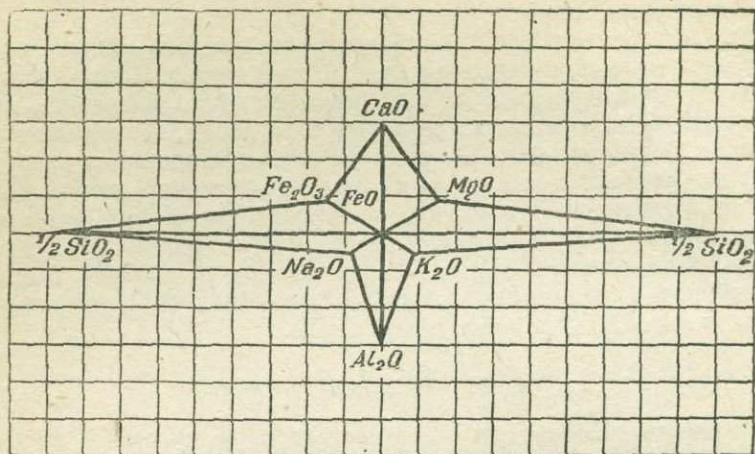
Фиг. 16. Диаграммы Мишель-Леви. Белые треугольники для силических составных частей; заштрихованные — для фемических.

ника, выражающие соотношения составных частей породы, один — силических, другой — фемических.

Брэггер и другие строили фигурные диаграммы, откладывая величины содержания различных окислов (в весовых процентах или в молекулярных количествах) на линиях, расходящихся в 8 направлениях из одной точки, как это показано на фиг. 17.

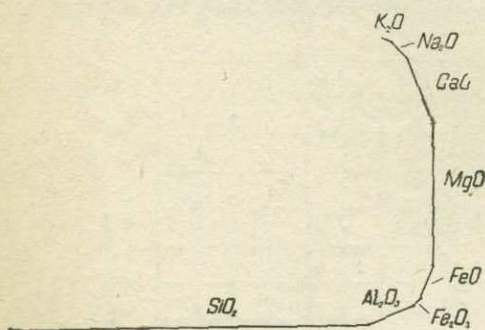
Федоровым был предложен способ изображения химического состава в виде ломаной линии. Сущность этого способа заключается в следующем. Химический состав предварительно перечисляется в молекулярные проценты; из точки, принятой за начало, проводится 8 лучей в различных направлениях; каждый из них отвечает определенному окислу. Затем строят ломаную

ную линию, откладывая последовательно отрезки, параллельные соответствующим лучам и в определенном порядке окислов. Например, для лейцитового абсарокита диаграмма будет иметь вид, представленный на фиг. 18. Имея такие диаграммы в виде ломаных линий, можно графически решать



Фиг. 17. Диаграмма состава горной породы по Брёггеру.

различные задачи, относящиеся к смещению составов и разложению их на компоненты. Сравнению сколько-нибудь значительного числа составов таким способом эти диаграммы мало помогают.



Фиг. 18. Диаграмма состава горной породы (лейцитового абсарокита) в виде ломаной линии по Федорову.

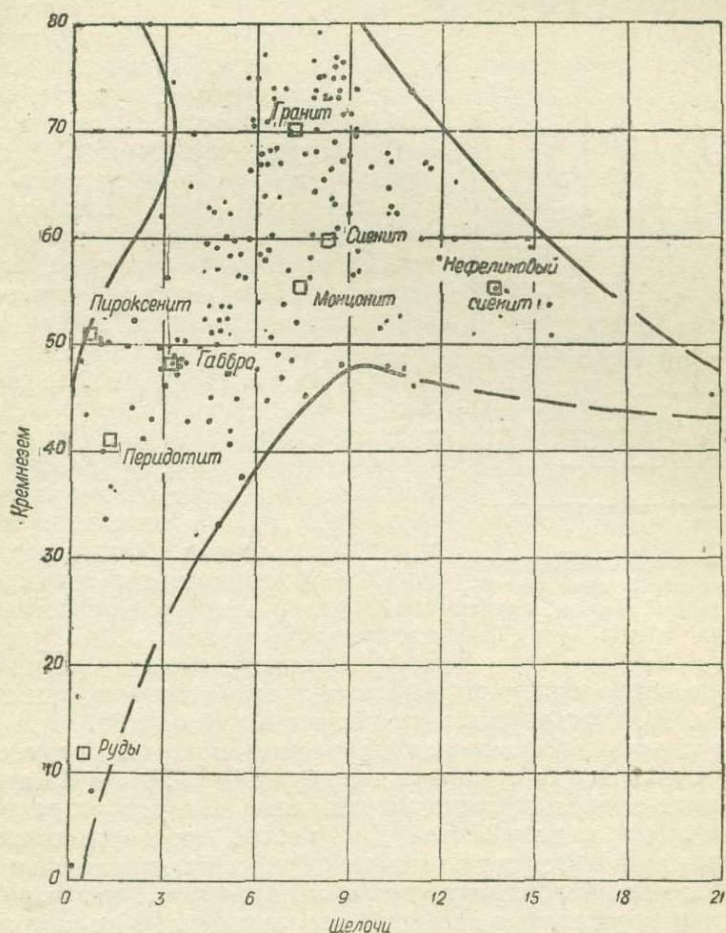
ТОЧЕЧНЫЕ ДИАГРАММЫ

В этом типе диаграммы каждый химический состав характеризуется одной точкой. Точка на плоскости определяется двумя независимыми переменными (координатами), следовательно, она может представить отношение трех составных частей: точкой в трехмерном пространстве можно изобразить три отношения четырех составных частей или характерных параметров.

Из этого ясно, что точечные диаграммы могут применяться только при условии перечисления непосредственных данных анализа и получения числовых характеристик из небольшого числа отношений.

Изображение состава породы точкой на плоскости применялось в двух формах. Граут, например, считает особенно характерным для химического состава изверженных пород соотношение в содержании SiO_2 и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Откладывая величину SiO_2 на оси абсцисс, а на соответствующей ординате $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, он получает характерную для состава каждой породы точку и совокупностью точек для всех пород комплекса изображает состав этого комплекса. На диаграмме фиг. 19 представлены точки средних составов пород по Дэли. Квадратики отмечают наиболее характерные типы. Само собой понятно, что в такой диаграмме, упуская из вида соотношения между другими окислами, мы имеем очень неполную характеристику состава породы.

Иддингс пользовался такого рода диаграммами: для каждой породы находится в прямоугольных координатах фигуративная точка, абсциссой которой является содержание SiO_2 , а ординатой — молекулярное отношение $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$. В этой точке строится фигура, изображающая содержание других окислов в определенном масштабе, как это представлено на фиг. 20 (при этом все железо перечисляется на закись). В такой комбинационной диаграмме, представляющей комбинацию точечной диаграммы



Фиг. 19. Точечная диаграмма по Грауту для средних составов изверженных пород по Дэли. Квадратиками обозначены главные типы.

и фигурной, Иддингс изобразил большое число составов изверженных горных пород. Эта сводная диаграмма наглядно представляет некоторое соотношение между окислами, но она вследствие своей сложности мало пригодна для решения разных вопросов химизма горных пород.

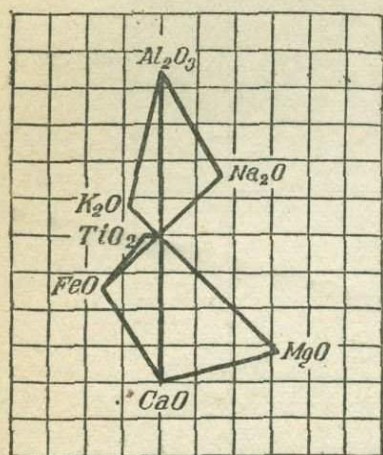
Другой формой точечной диаграммы является применение так называемых барицентрических координат. Этот способ является для нас особенно важным, и в дальнейшем мы остановимся на нем несколько подробнее. Сейчас мы коснемся того, как он применялся разными авторами в петрографии.

В барицентрической системе координат положение точки определяется как центр тяжести весов, приложенных в вершинах треугольника — в случае трех компонентов, или тетраэдра — в случае четырех компонентов. В первом случае мы будем иметь плоскую диаграмму, во втором — диаграмму в трехмерном пространстве.

Наиболее известным примером применения барицентрических диаграмм в петрографии может служить треугольник Озанна.

Как мы видели выше, Озанн для характеристики химического состава породы пользовался отношением трех чисел $a : c : f$, причем сумма $a + c + f = 20$ или 30; в позднейших работах он употреблял, кроме этого, отношение $Al : CaK$ и $Al : Fe$.

Для представления отношения $a : c : f$ или, как его пишет Озанн, $a_m c_n f_p$, он пользовался барицентрическими координатами в правильном треугольнике. Прилагая в вершинах такого треугольника веса, пропорциональные a , c и f , получаем фигуративную точку как центр тяжести этих весов, находящийся внутри треугольника. В этой диаграмме не выражается очень важное свойство химического состава, именно отношение содержания кремнезема и других окислов. В системе Озанна, как было изложено раньше, относительное количество кремнезема дается в форме молекулярного процентного содержания этого окисла в породе. Эшер предлагал изображать молекулярное процентное содержание SiO_2 , откладывая эту величину на перпендикулярах к плоскости треугольника проекции Озанна и строя эти перпендикуляры в соответствующих фигуративных точках. Таким образом, от плоской диаграммы мы перешли бы к диаграмме в пространстве, имеющей вид треугольной призмы. Для удобства в построении треугольника Озанн применял



Фиг. 20. Фигурная диаграмма по Иддингсу для обозначения составных частей горной породы, кроме кремнезема.

специальную сетку в виде разграфленных треугольников, как это показано на фиг. 21. Здесь сумма $a + c + f$ принята равной 30.

Бекке применял треугольную барицентрическую диаграмму для выражения отношений между атомными количествами K , Na и Ca в породах. Три начальные точки координат располагались в вершинах равнобедренного треугольника, как это показано на фиг. 22. Такое расположение принято с целью воспользоваться клетчатой бумагой для нанесения фигуративных точек при помощи прямоугольных координат. Именно, при таком расположении треугольника проекций, если принять OK и ONa за единицы, то координаты¹

$$n = \frac{Na - Ca}{Na + K + Ca} \quad \text{и} \quad k = \frac{K - Ca}{Na + K + Ca}$$

Для изображения в виде диаграммы отношения четырех чисел, представленных в символе химического состава $(abcd)$, Е. С. Федоров также при-

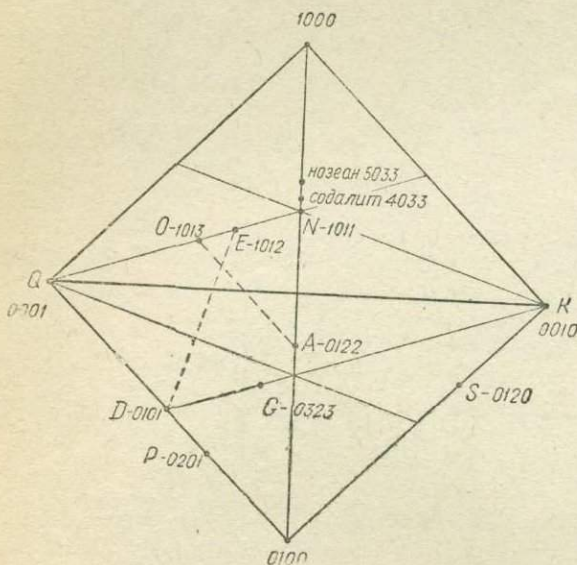
¹ Для доказательства заметим (фиг. 22), что $QP = \sqrt{2} \cdot \frac{Na + K - Ca}{Na + K + Ca}$ (по свойству барицентрических координат), $QM = QP \cdot \frac{K}{K + Na} = \sqrt{2} \cdot \frac{K}{Na + K + Ca}$, $SM = \sqrt{2} \cdot k$, но $SM = [QM] - QS$; из подобия треугольников NQS и $NaCaR$, с одной стороны, и $NaCaT$ и $QCaM$, с другой, найдем $QS = \sqrt{2} \cdot \frac{Ca}{Na + K + Ca}$, значит $k = \sqrt{2} = \sqrt{2} \cdot \frac{K}{Na + K + Ca} - \sqrt{2} \cdot \frac{Ca}{Na + K + Ca}$ и, следовательно,

$$k = \frac{K - Ca}{Na + K + Ca}$$

отвечают породам, не насыщенным кремнекислотой (фиг. 23). Впоследствии Е. С. Федоровым было предложено преобразование тетраэдра, с удалением вершин a и b в бесконечность так, чтобы плоскости acd и bcd стали перпендикулярными друг другу. Это облегчало графические построения, сводя их к построению прямоугольных координат. Останавливаться на этом приеме мы не будем.

Ниггли также пользуется правильным тетраэдром для изображения отношений между параметрами $alk : c : fm : al$. Относительно этого способа можно заметить, как и относительно треугольника Озана, что при его упорядочении не выражается относительное содержание SiO_2 (si у Ниггли), являющееся очень важной характеристикой состава. Кроме того, построения в правильном тетраэдре практически невозможны. Подразделение составов по величине отношения $c:fm$ представлено в тетраэдре, как показано на фиг. 24.

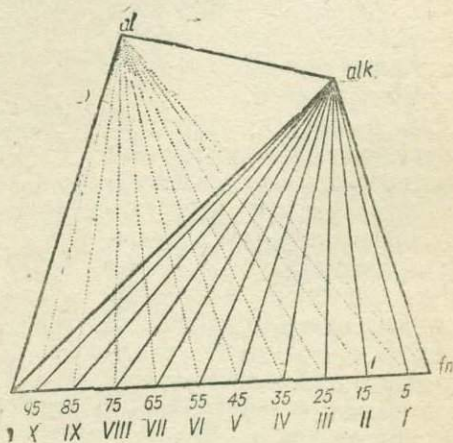
Вольф пользуется для изображения состава точкой, определяемой барицентрическими координатами внутри треугольника, в вершинах которого помещены L, M, Q . Так как для пород, недосыщенных кремнеземом, по системе Вольфа получается Q отрицательным, то фигуративные точки таких пород, а равно и ненасы-



Фиг. 23. Тетраэдр Федорова. Q — кварц; O — ортоклаз и альбит; A — анортит; D — диопсид (пироксен); E — эгирин; G — биотит; N — нефелин; K — корунд; S — шпинель.

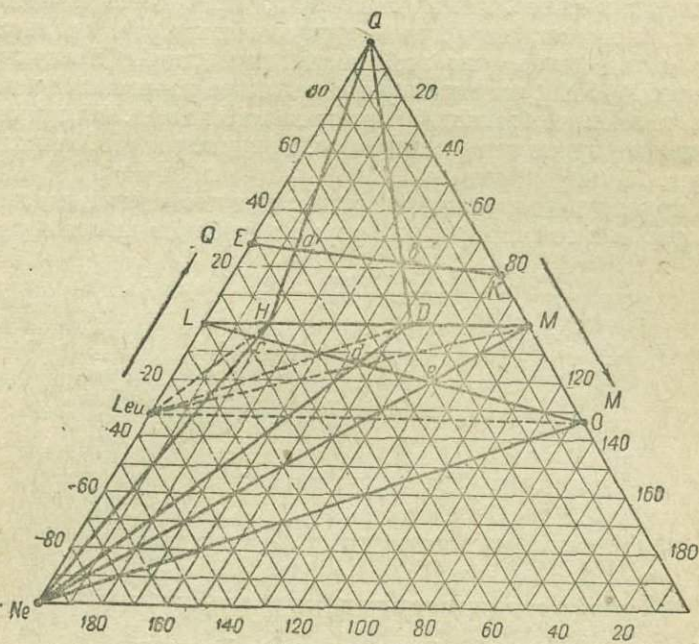
щенных минералов (лейцита, нефелина, оливина), помещаются вне треугольника LMQ со стороны основания его, противолежащей вершине Q . При помощи координат L, M и Q представлены на диаграмме так же и фигуративные точки породообразующих минералов (виртуальных): кварца — Q , полевого шпата — L , пироксена — M , нефелина — Ne , лейцита — Leu , оливина — O и точки эвтектик: кварцево-полевошпатовой — E , анортит-диопсида — D , кристобалит-клиноэнстатита — K и другие, не показанные на чертеже. Точка H с отношением $L : M = 80 : 20$ отвечает эмпирически определенной границе риолита — трахита, с одной стороны, и дацита — андезита — с другой. Проводя линии, как это сделано на фиг. 25, Вольф разделяет все поле диаграммы на части, соответствующие подразделениям изверженных горных пород по их химическому составу.

По существу, одним из видов треугольных барицентрических диаграмм является и диаграмма Хомеля, хотя в изложении этим автором спое



Фиг. 24. Тетраэдр Ниггли.

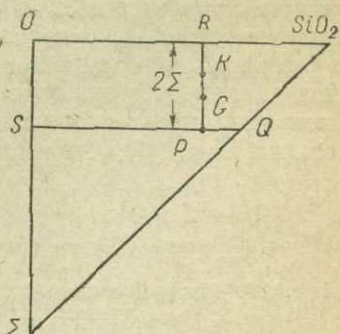
соба построения фигуративных точек это не отгеноено достаточно ясно. Как мы видели выше (стр. 80), в формулах Хоммеля $\text{SiO}_2 + 2\Sigma + \rho = 100$ или $\text{SiO}_2 + 2\Delta + \rho = 100$. Величины 2Σ или 2Δ и ρ можно поэтому однозначно представить точкой внутри треугольника при помощи барицентрических координат. Как будет показано ниже, если такой треугольник взять прямоугольным, то построение фигуративной точки внутри треугольника сведется к получению ее положения по двум прямоугольным координатам (фиг. 26). В проекции Хоммеля точка строится по координатам SiO_2 и 2Σ (или Σ , если, как делает Хоммель, для соответствующей оси взять масштаб вдвое более крупный, чем по оси SiO_2). Построение точки делается, как пока-



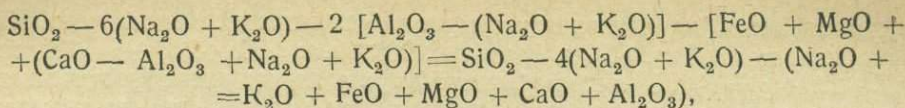
Фиг. 25. Треугольник Вольфа. *L* — полевошпат, *Q* — кварц, *M* — авгит, *Ne* — нефелин, *Leu* — лейцит, *O* — оливин, *E* — кварцевополевошпатовая эвтектика, *D* — анортит-диопсидовая эвтектика, *H* — статистическая граница между риолитами и дацитами, с одной стороны, и трахитами и андезитами — с другой, *K* — кристобалит - клиноэнстатитовая эвтектика.

зано на фиг. 26, где $SP = \text{SiO}_2$, $RP = 2\Sigma$. Как будет подробнее показано в дальнейшем, в прямоугольном треугольнике проекций отрезок $PQ = \rho$.

Хоммель определенную указанным образом точку *P* (фиг. 26) называет « Σ -пункт». На отрезке *RP* он отмечает еще две точки: точку *K*, взятую так, что $KR = \text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, и точку *G*, построенную так, что $RG = \text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, причем величины эти откладываются в том удвоенном масштабе, в котором вместо 2Σ мы откладывали Σ . Последнюю точку он называет «место породы» (Gesteinsort). Как мы видели, в «конституционной формуле» Хоммеля важным параметром является «свободный кварц», т. е. избыток кремнезема, или в других случаях, когда эта величина отрицательна, — недостаток SiO_2 . Хоммель выражает его в молекулярных процентах, т. е. как величину (для общего случая):



Фиг. 26. Принцип построения диаграммы Хоммеля.

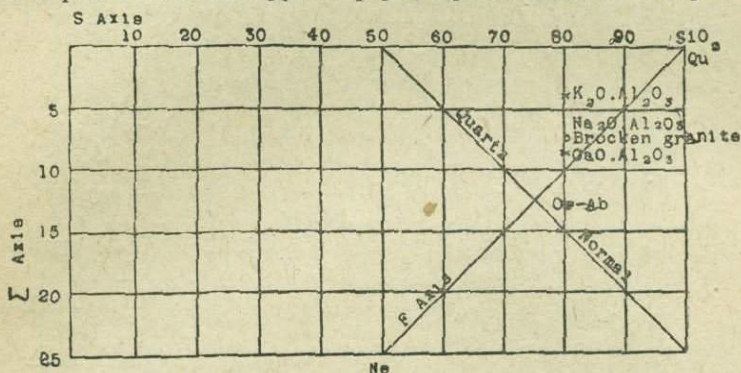


подобно тому, как мы имеем при вычислении qz Ниггли. Величина третьего члена этого выражения при условии, если все выражено в молекулярных процентах (и железо в виде закиси), равна, очевидно, $100 - \text{SiO}_2$. Следовательно, искомый избыток или недостаток SiO_2 будет равен

$$2\text{SiO}_2 - 4(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - 100 = 2[\text{SiO}_2 - 50 - 2(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})].$$

Это простое соотношение дает возможность легко найти графически эту величину на диаграмме Хоммеля. Именно, если через середину катета OSiO_2 провести линию, перпендикулярную гипотенузе, то вертикальный отрезок от «места породы» до этой линии представит величину избытка (или недостатка) SiO_2 , выраженную в масштабе горизонтальной оси, т. е. вдвое более мелком, чем масштаб вертикального катета. На простом выводе этого свойства не будем останавливаться. Вид диаграммы Хоммеля представлен на фиг. 27 (упрощенно).

Как мы видим из обзора различных способов построения диаграмм, большинство авторов в той или другой форме прибегают для изображения ха-



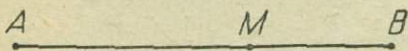
Фиг. 27. Схема диаграммы Хоммеля.

рактерных отношений к барицентрическим координатам. Мы уже видели, что это диктуется самим существом дела. Поэтому нужные нам свойства барицентрических координат должны быть усвоены совершенно отчетливо.

НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА БАРИЦЕНТРИЧЕСКИХ КООРДИНАТ

Для изображения составов, представленных отношениями нескольких чисел, или вообще для изображения отношения нескольких чисел барицентрические координаты представляют исключительное удобство, обладая вместе с тем чрезвычайной наглядностью. Поэтому-то они получили самое широкое применение в физической химии для изображения составов систем.

Барицентрические координаты являются в данном случае наиболее, так сказать, естественными. В самом деле, пусть нам надо изобразить состав из двух компонентов. Это будет простейший случай. Если мы представим (фиг. 28) один из компонентов точкой A , а второй — точкой B , то все возможные промежуточные составы естественно изображать точками на прямой, соединяющей A и B . Действительно, все эти составы однозначно определяются составами слагающих их компонентов (A и B), подобно тому, как



Фиг. 28. Изображение состава смеси двух компонентов.

прямая линия однозначно определяется точками A и B , которые она соединяет. Далее, совершенно естественно состав, содержащий равные количества A и B , представить в виде точки, лежащей как раз посередине

между точками A и B . Составы, более богатые A , должны быть, очевидно, ближе к точке A , и, наоборот, более богатые B — к точке B . Если мы условимся, чтобы расстояния точки M , изображающей некоторую смесь A и B , от точек A и B были обратно пропорциональны содержаниям A и B в этой смеси, то мы и получим барицентрическую диаграмму системы из двух компонентов в виде отрезка прямой линии. Точки этого отрезка однозначно изображают всевозможные смеси из компонентов A и B . При этом такое изображение удовлетворяет указанным выше естественным требованиям. Точка M находится на нем как центр тяжести двух весов, приложенных в точках A и B и пропорциональных относительным количествам компонентов, изображаемых этими точками.

Если нам надо изобразить состав из трех компонентов, то достаточно взять для обозначения составов этих компонентов три точки, не лежащие на одной прямой. Соединяя их между собой, мы получим некоторый треугольник. Расположенные внутри этого треугольника точки могут представить все возможные составы, образованные из трех компонентов A , B и C , представленных вершинами треугольника. Точки на сторонах треугольника будут изображать составы из двух компонентов, взятых попарно. Треугольник может иметь какую угодно форму. Состав смеси, образованной тремя компонентами, изобразится точкой внутри треугольника, которая может быть найдена как центр тяжести весов, приложенных в вершинах треугольника и пропорциональных количествам соответствующих компонентов в смеси.

Наконец, для изображения четырехкомпонентных составов нам необходимо взять четыре точки, не лежащие в одной плоскости. Эти точки, расположенные в вершинах некоторого тетраэдра, будут представлять составы компонентов, а все точки внутри тетраэдра — все возможные смеси, которые можно образовать из этих компонентов. Точки граней тетраэдра изобразят все смеси из данных компонентов, взятых по три, а точки на ребрах — смеси из этих компонентов, взятых по два. Состав смеси из нескольких компонентов изобразится точкой, которая может быть определена по предыдущему как центр тяжести весов, пропорциональных количествам взятых компонентов и приложенных в точках, представляющих эти компоненты.

Для изображения составов, образованных более чем четырьмя компонентами, мы уже не можем воспользоваться указанным способом барицентрических координат при помощи непосредственных построений в наглядном трехмерном пространстве. Для этого нужно было бы иметь пространство с большим числом измерений, именно для изображения составов из n компонентов надо пространство $(n - 1)$ измерений.

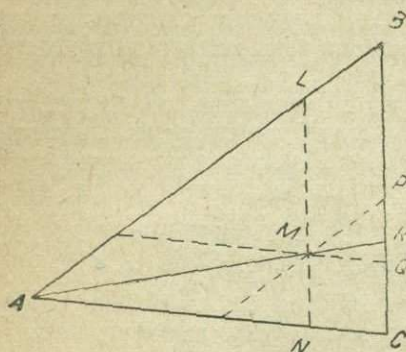
Огромное значение геометрического метода заключается, как уже не раз говорилось, в наглядном представлении, наталкивающем на догадки о закономерностях в расположении и взаимных отношениях изучаемых элементов. Поэтому, как тоже мы уже говорили, нет никакого смысла выходить за пределы наглядного трехмерного пространства при построении диаграмм. И уже вследствие этого, при необходимости изобразить большее число отношений, нам приходится заменять эти отношения несколькими группами, каждая из которых содержит не более трех отношений, и пользоваться отдельными изображениями этих групп и комбинациями таких изображений. Поэтому сейчас мы рассмотрим только некоторые свойства барицентрических координат, не выходя за пределы наглядного пространства трех измерений.

Пусть в составе, образованном из двух компонентов A и B , их относительные количества будут соответственно a и b (фиг. 28). Тогда для этого состава, изображающегося точкой M , должно быть выполнено условие

$$MB : MA = a : b, \text{ откуда } \frac{a}{a+b} = \frac{MB}{AB} \text{ и } \frac{b}{a+b} = \frac{MA}{AB}, \text{ т. е. относитель-}$$

ые количества a и b в смеси пропорциональны отношениям противоположных отрезков (MB для компонента A и MA для компонента B) ко всему расстоянию AB . Если нужно найти процентные отношения, то надо взять длину $AB = 100$, и тогда MB и AM непосредственно будут измерять количества A и B в процентах (фиг. 28).

В тройной системе (фиг. 29) из компонентов A , B и C , взятых в количествах a , b и c , состав, образованный ими, представится точкой M и будет иметь вес $a + b + c$. Разложим его на два: вес $c + b$, приложенный в K , и вес a , приложенный в A . $AK : MA = a : (b + c)$, откуда относительное количество компонента A най-



Фиг. 29. Состав смеси трех компонентов.

дется как $\frac{a}{a + b + c} = \frac{MK}{AK}$. Отсю-

да вытекает такое правило: чтобы найти относительное содержание какого-либо компонента A в смеси M , надо соединить точку A с M , продолжив эту линию до пересечения с противоположной A стороной (BC). Отношение отрезка этой линии от M до пересечения с BC ко всей длине его

AK (от A до пересечения с BC) дает относительное содержание A в смеси. Это правило справедливо при любой форме треугольника.

Вес, приложенный в точке K и равный $b + c$, разлагается на веса b и c , так что $b : c = KC : KB$. Проведем через точку M линии параллельно сторонам треугольника. Тогда будем иметь из подобия треугольников

$$\frac{PQ}{BC} = \frac{MK}{AK} = \frac{a}{a + b + c}$$

С другой стороны, $LM = BP$ и $MN = QC$; $LM : MN = c : b$ и, следовательно, $BP : QC = c : b$; из этого отношения следует

$$\frac{b}{b + c} = \frac{QC}{BP + QC} \text{ и } \frac{c}{b + c} = \frac{BP}{BP + QC}$$

Из первого же отношения

$$\frac{PQ}{BC} = \frac{a}{a + b + c} \text{ найдем } \frac{BC - PQ}{BC} = \frac{a + b + c - a}{a + b + c} = \frac{b + c}{a + b + c}$$

Так как $BC - PQ = BP + QC$, то, перемножая последнее отношение и два написанных выше, получим

$$\frac{BP}{BC} = \frac{c}{a + b + c} \text{ и } \frac{QC}{BC} = \frac{b}{a + b + c}$$

Таким путем, проводя через M линии параллельно сторонам AB и AC , мы разделим сторону BC на три части так, что каждая из них пропорциональна относительным количествам C , A и B :

$$c : a : b = BP : PQ : QC$$

Это свойство также не зависит от формы треугольника. Мы отметим еще частные случаи свойств барицентрической проекции, когда мы за треугольник проекции возьмем: 1) треугольник правильный и 2) прямоугольный.

1. В правильном треугольнике (фиг. 30), опустив на сторону BC перпендикуляры из точки M и из вершины A и называя длину первого h_a , а длину второго, т. е. высоту треугольника, через h , найдем, что

$$\frac{a}{a + b + c} = \frac{h_a}{h}$$

так как

$$\frac{h_a}{h} = \frac{MK}{AK}.$$

Подобным же образом

$$\frac{b}{a+b+c} = \frac{h_b}{h} \quad \text{и} \quad \frac{c}{a+b+c} = \frac{h_c}{h},$$

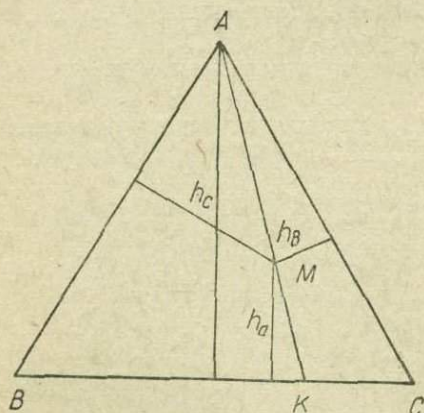
а значит, $a : b : c = h_a : h_b : h_c$, т. е. относительные количества компонентов пропорциональны перпендикулярам, опущенным на стороны, противолежащие вершинам, изображающим компоненты, а если высоту треугольника проекции взять равной 100, то эти перпендикуляры прямо измеряют содержание компонентов в процентах. Как известно, сумма $h_a + h_b + h_c = h$.

Этим свойством правильного треугольника проекции пользовался Озанн при построении своей диаграммы.

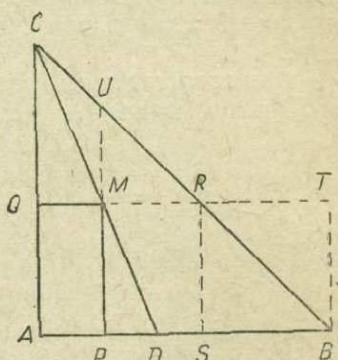
2. В прямоугольном равнобедренном треугольнике (фиг. 31) мы будем иметь следующие весьма полезные для построения диаграммы особенности. Согласно предыдущему

$$\frac{c}{a+b+c} = \frac{MD}{CD} = \frac{MP}{CA}.$$

Если катеты треугольника возьмем равными 100, то MP непосредственно выразит процентное содержание компонента c в составе, изображаемом



Фиг. 30. Состав смеси трех компонентов в правильном треугольнике проекций.



Фиг. 31. Состав смеси трех компонентов в прямоугольном треугольнике проекций.

точкой M . Таким же образом найдем, что QM выразит содержание компонента b . Из чертежа видно, что $QT = AB$; $RT = SB = SR = MP$; $MR = QT - QM - RT = AB - (QM + MP)$; так как QM равно процентному содержанию b , MP равно процентному содержанию c , $AB = 100$, то $MR = AB - (QM + MP)$ равно процентному содержанию остающегося компонента a . Заметим, что $MR = MU$. Таким образом, взяв прямоугольный треугольник, мы для построения барицентрических координат можем откладывать прямоугольные координаты точки M и, следовательно, с удобством пользоваться клетчатой бумагой. Нужно только катеты треугольника проекции брать длиной равной 100 и составы выражать в процентах.

Мы рассмотрели построение фигуративной точки состава в барицентрической диаграмме для трех компонентов. Две каких-либо точки D и E внутри треугольника проекции изображают два определенных состава; точки отрезка прямой, соединяющей эти точки, изображают все составы, которые можно получить, беря составы D и E в разных пропорциях, и

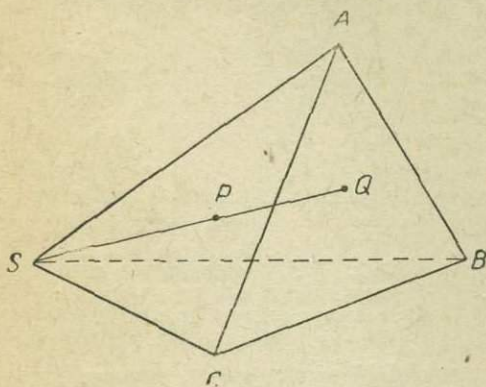
относительные количества D и E в этих сложных составах также определяются по правилу барицентрических координат. Таким образом, можно, пользуясь приемами сложения и разложения параллельных сил (весов), решать самые разнообразные задачи сложения и разложения составов.

Перейдем к четырехкомпонентным составам. Для изображения их надо, как уже сказано, взять для обозначения компонентов четыре точки, не лежащие в одной плоскости. Ими определится тетраэдр проекции. Пусть мы имеем такой тетраэдр $ABCS$ (фиг. 32) и внутри его точку P , изображающую состав из компонентов A, B, C и S , взятых соответственно в количествах a, b, c и s .

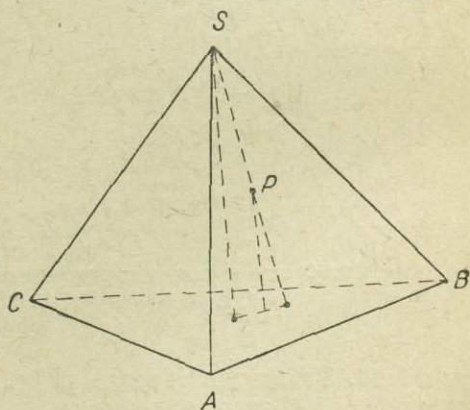
Соединим точку S с P и продолжим прямую до пересечения с гранью ACB в точке Q . Разложим равнодействующий вес, приложенный к точке P и равный $a + b + c + s$, на две слагающих: вес s в точке S и вес $a + b + c$ в точке Q . По правилу барицентрических координат $s : (a + b + c) = PQ : PS$, откуда $s : (a + b + c + s) = PQ : (PS + PQ) = PQ : SQ$. Как мы видим, получаем сходное правило для нахождения содержания компонента в смеси с тем, которое мы имели для случая трех компонентов. Именно, чтобы найти относительное содержание какого-либо одного компонента в составе из четырех компонентов, надо вершину, изображающую этот компонент, соединить с точкой состава и прямую продолжить до противоположной грани тетраэдра, тогда отношение длины отрезка такой прямой от точки состава до этой грани к длине всей проведенной прямой (от вершины, изображающей компоненты, до грани) даст содержание рассматриваемого компонента в данном составе. Это правило, очевидно, справедливо для тетраэдра какой угодно формы.

Для правильного и прямоугольного тетраэдров мы имеем еще особые свойства.

1. В правильном тетраэдре (фиг. 33), опуская перпендикуляры из вершины S и из точки P на грань ACB и обозначая длину перпендикуляра



Фиг. 32. Состав из четырех компонентов.



Фиг. 33. Состав смеси четырех компонентов в правильном тетраэдре.

дикуляра из P до грани ACB через h_s , а высоту тетраэдра (перпендикуляр к грани из S) через h , найдем, что

$$\frac{s}{a+b+c+s} = \frac{h_s}{h}$$

и подобным же образом

$$\frac{a}{a+b+c+s} = \frac{h_a}{h} ; \frac{b}{a+b+c+s} = \frac{h_b}{h} ; \frac{c}{a+b+c+s} = \frac{h_c}{h}$$

и также

$$a : b : c : s = h_a : h_b : h_c : h_s$$

т. е. относительные количества компонентов пропорциональны перпендикулярам, опущенным из фигуративной точки состава на грани, противоположные вершинам, изображающим эти компоненты, и измеряют в процентах их содержание, если высота тетраэдра равна 100.

2. В прямоугольном тетраэдре (фиг. 34) проекция также будет иметь свойство, аналогичное свойству прямоугольного треугольника проекции. Проведем через данную точку P и одно из ребер тетраэдра, например BS , плоскость. Перпендикуляр PP' , опущенный из точки P на грань тетраэдра SAC , очевидно, будет лежать в этой плоскости. На основании уже доказанного свойства барицентрической проекции

$$\frac{PK}{KB} = \frac{b}{a+c+b+s},$$

но

$$\frac{PK}{KB} = \frac{PP'}{BS} = \frac{z}{l},$$

где l — длина ребра тетраэдра. Если мы примем длину ребра тетраэдра рав-

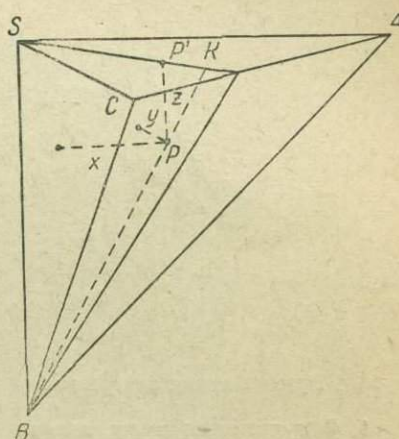
ной 100, то $\frac{b}{a+c+b+s} = \frac{z}{100}$ и $b = z$,

так как $a + c + b + s = 100$. Подобным же образом найдем $a = x$ и $c = y$. Мы докажем это важное свойство еще несколько иным путем, применив к барицентрической диаграмме элементарную формулу статики, связывающую координаты x, y, z точки приложения равнодействующей параллельных сил (весов) с координатами ξ, η, ζ точек приложения слагающих. Эта формула выражает условия равенства моментов сил относительно координатных плоскостей, заключающееся в том, что $x \Sigma p = \Sigma (p\xi)$. Возьмем прямоугольный тетраэдр (фиг. 35) $SABC$, в котором углы при вершине S прямые, а ребра $SA = SB = SC$; длину ребер обозначим через l .

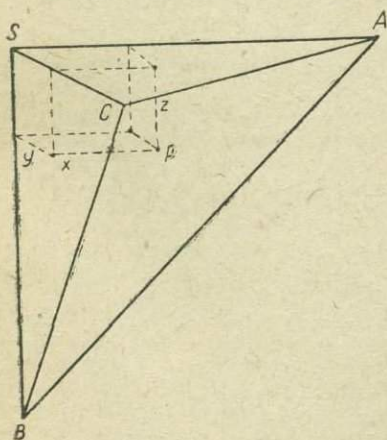
Так как наша диаграмма барицентрическая, то положение точки P определяется как точка приложения равнодействующей параллельных сил a, c, b, s , приложенных соответственно в вершинах A, C, B и S ; величина этой равнодействующей будет $a + c + b + s$. Возьмем теперь моменты равнодействующей и моменты слагающих относительно плоскости CBS . Если расстояние точки P от этой плоскости равно x , то момент равнодействующей будет $(a + c + b + s) \cdot x$. Он равен сумме моментов слагающих. Момент силы a будет равен al , а моменты остальных равны нулю, так как точки приложения их лежат в плоскости SBC . Следовательно,

$$x(a + c + b + s) = al.$$

Так как сумму $a + c + b + s$ мы приводим к 100, то если длину ребра тетраэдра l также возьмем равной 100, мы получим, что $x = a$. Подобным же образом найдем $y = c$ и $z = b$. Следовательно, при указанных условиях построение

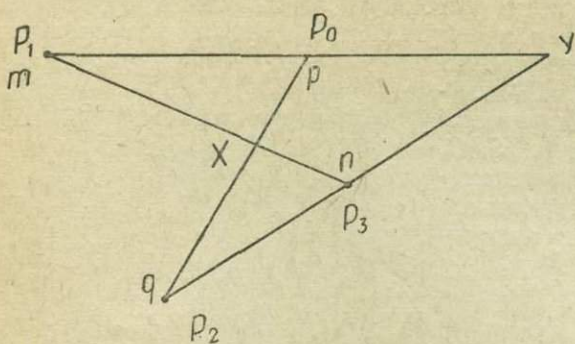


Фиг. 34. Состав смеси четырех компонентов в прямоугольном тетраэдре.



Фиг. 35. Прямоугольные координаты для изображения состава смеси в прямоугольном тетраэдре.

точки P сведется к нахождению ее по прямоугольным координатам. Это является наиболее простой операцией, а изображение этой точки на чертеже может быть сделано самыми элементарными приемами начертательной геометрии в виде ортогональных проекций на плоскости SAB



Фиг. 36.

и SCB , которые могут быть развернуты на плоскость обычным способом.

Нам придется иметь дело с изображением четырех отношений в виде пространственной диаграммы (модели). Поэтому остановимся кратко еще на некоторых аналитических свойствах координат в такой диаграмме.

Прямые линии диаграммы

1. Фигуративная точка состава образована из двух других составов. Пусть даны два состава $(a_1c_1b_1s_1)$ и $(a_2c_2b_2s_2)$ в относительных количествах x и y , причем $x+y=1$. Числовая характеристика нового состава пусть будет $(acbs)$. Выразим связь между всеми этими величинами и найдем взаимное расположение фигуративных точек. Из определения барицентрических координат ясно, что $a=xa_1+ya_2$, $c=xc_1+yc_2$, $b=xb_1+yb_2$, $s=xs_1+ys_2$. По основному свойству барицентрических координат, кроме того, точка $P(acbs)$ приложения равнодействующей двух данных сил будет лежать на линии P_1P_2 , так что $P_2P : P_1P = x:y$. Отношение $x:y$ определится из любой пары вышенаписанных четырех равенств. Из каждого из них и условия $x+y=1$ мы выведем такое отношение:

$$-\frac{y}{x} = \frac{a-a_1}{a-a_2} = \frac{c-c_1}{c-c_2} = \frac{b-b_1}{b-b_2} = \frac{s-s_1}{s-s_2}.$$

Действительно, из $a=xa_1+ya_2$ следует: $xa_1+ya_2-a=xa_1+ya_2-a(x+y)=0$ или $x(a_1-a)+y(a_2-a)=0$, откуда

$$-\frac{y}{x} = \frac{a-a_1}{a-a_2} \quad \text{и т. д.}$$

2. Если в этих равенствах

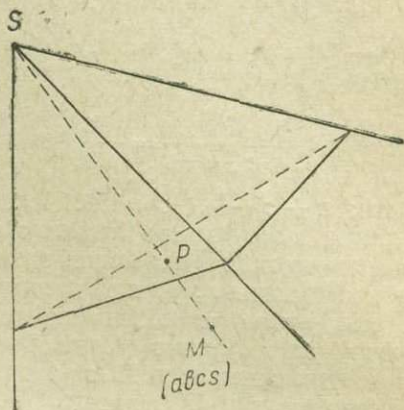
$$\frac{a-a_1}{a-a_2} = \frac{c-c_1}{c-c_2} = \frac{b-b_1}{b-b_2} = \frac{s-s_1}{s-s_2}$$

величина отношений $(-\frac{y}{x})$ неопределенно меняется, то параметры a, c, b, s , меняясь по

величине, остаются при соблюдении описанных равенств все же такими, что соответствующие им фигуративные точки лежат на одной прямой. Система этих трех равенств является, таким образом, уравнениями прямой, проходящей через точки P_1 и P_2 .

Иначе это условие можно представить в виде детерминанта:

$$\begin{vmatrix} a_1 & c_1 & b_1 & s_1 \\ a_2 & c_2 & b_2 & s_2 \end{vmatrix} = 0.$$



Фиг. 37.

Плоскости диаграммы

1. Уравнение плоскости, проходящей через три точки. Пусть даны три точки $P_1(a_1c_1b_1s_1)$, $P_2(a_2c_2b_2s_2)$, $P_3(a_3c_3b_3s_3)$. Возьмем произвольную четвертую точку $P_0(acb)$ в той же плоскости (фиг. 36).

Соединяя эти четыре точки попарно, непременно получим точку пересечения этих двух прямых в этой же плоскости (X и Y или только X , если $P_1P_0 \parallel P_2P_3$). В этом — необходимое и достаточное условие, чтобы четыре точки P_1, P_2, P_3 и P_0 лежали в одной плоскости. Но по предыдущему:

$$\begin{array}{l} a_x = pa_2 + qa \\ c_x = pc_2 + qc \\ b_x = pb_2 + qb \\ s_x = ps_2 + qs \end{array} \quad \text{а с другой стороны}$$

Из этих систем равенств вытекает:

$$\begin{array}{l} qa - ma_1 + pa_2 - na_3 = 0, \\ qc - mc_1 + pc_2 - nc_3 = 0, \\ qb - mb_1 + pb_2 - nb_3 = 0, \\ qs - ms_1 + ps_2 - ns_3 = 0. \end{array}$$

Если точка P_0 меняет свое положение, то меняются также и $q, -m, p$ и $-n$, но при этом они должны удовлетворять вышенаписанной системе линейных уравнений, а для этого необходимо, чтобы

$$\begin{vmatrix} a & a_1 & a_2 & a_3 \\ c & c_1 & c_2 & c_3 \\ b & b_1 & b_2 & b_3 \\ s & s_1 & s_2 & s_3 \end{vmatrix} = 0 \quad \text{или} \quad \begin{vmatrix} a & c & b & s \\ a_1 & c_1 & b_1 & s_1 \\ a_2 & c_2 & b_2 & s_2 \\ a_3 & c_3 & b_3 & s_3 \end{vmatrix} = 0.$$

Это и является уравнением плоскости, проходящей через точки P_1, P_2 и P_3 . Разлагая детерминант на миноры, заменим это выражение таким:

$$aA + cC + bB + sS = 0$$

Числа A, C, B, S являются параметрами плоскости, которую можно обозначить символом $[ACBS]$.

Мы взяли для доказательства на чертеже фиг. 36 такой более общий случай, когда P_0 лежит вне треугольника $P_1P_2P_3$ (не показанного на чертеже). Чертеж упростится, если P_0 лежит внутри этого треугольника, но ход рассуждений останется тем же самым, и повторять его нет надобности.

Свойства состава смеси

Задача, с которой нередко приходится встречаться при сопоставлении составов разных горных пород и минералов, заключается в определении состава смеси нескольких слагающих или разложении данного состава смеси на слагающие. В барицентрических координатах эта задача, как мы видели, сводится к нахождению центра тяжести весов слагающих или, обратно, разложению общего веса на несколько слагающих, иначе к сложению и разложению параллельных сил. Геометрическое решение этой задачи не представляет затруднений. Из принятого способа представлений очевидно вытекают следующие геометрические условия возможности сложения компонентов в смесь и разложение смеси на составные части.

1. Фигуративная точка двух компонентов лежит на прямой, соединяющей фигуративные точки компонентов и находится между ними.

2. Фигуративная точка смеси трех компонентов лежит внутри треугольника, в вершинах которого находятся фигуративные точки компонентов.

3. Фигуративная точка смеси четырех компонентов расположена внутри тетраэдра, в вершинах которого находятся фигуративные точки компонентов.

Аналитические выражения уравнений линии и плоскости приведены выше. Если $(a_1c_1b_1s_1)$, $(a_2c_2b_2s_2)$ и т. п. числовые характеристики компонентов и $(acbs)$ — характеристика смеси, то для смеси двух компонентов должно быть удовлетворено уравнение линии; для трех — уравнение плоскости. Таким образом, необходимое условие для смеси двух компонентов:

$$\frac{a-a_1}{a-a_2} = \frac{c-c_1}{c-c_2} = \frac{b-b_1}{b-b_2} = \frac{s-s_1}{s-s_2},$$

а для трех:

$$\begin{vmatrix} a & c & b & s \\ a_1 & c_1 & b_1 & s_1 \\ a_2 & c_2 & b_2 & s_2 \\ a_3 & c_3 & b_3 & s_3 \end{vmatrix} = aA + cC + bB + sS = 0.$$

Если этот детерминант не равен нулю, то точка находится не в плоскости, а вне ее с той или другой стороны, смотря по тому, положительна или отрицательна величина детерминанта.

Если прямая $(xa_1 + ya_2): (xc_1 + yc_2): (xb_1 + yb_2): (xs_1 + ys_2)$ лежит в плоскости $[ACBS]$, то $A(xa_1 + ya_2) + C(xc_1 + yc_2) + \dots = 0$; независимо от величины x и y , что возможно при $Aa_1 + Cc_1 + \dots = 0$, и $Aa_2 + Cc_2 + \dots = 0$, т. е. когда обе точки $(a_1c_1b_1s_1)$ и $(a_2c_2b_2s_2)$ лежат в этой плоскости.

Если прямая не лежит в плоскости, а пересекается с ней, то равенство $A(xa_1 + ya_2) + C(xc_1 + yc_2) + B(xb_1 + yb_2) + S(xs_1 + ys_2) = 0$ удовлетворяется только при определенном значении $\frac{y}{x}$, а именно:

$$-\frac{y}{x} = \frac{Aa_1 + Cc_1 + Bb_1 + Ss_1}{Aa_2 + Cc_2 + Bb_2 + Ss_2}.$$

Этим определяется аналитически точка пересечения прямой с плоскостью.

После этих замечаний обратимся к сложению в смесь нескольких компонентов и разложению смеси на отдельные слагающие компоненты. Параметры смеси $(acbs)$ компонентов $(a_1c_1b_1s_1)$, $(a_2c_2b_2s_2)$, $(a_3c_3b_3s_3)$ и т. д., соответствующие им количества x , y , z + ... и т. д., причем, сумма $x + y + z + \dots = 1$. Очевидно, имеем:

1. Для двух компонентов (см. выше):

$$\frac{a-a_1}{a-a_2} = \frac{c-c_1}{c-c_2} = \frac{b-b_1}{b-b_2} = \frac{s-s_1}{s-s_2}$$

2. Для трех компонентов:

$$\begin{aligned} x + y + z &= 1, \\ a_1x + a_2y + a_3z &= a, \\ c_1x + c_2y + c_3z &= c, \\ b_1x + b_2y + b_3z &= b, \\ s_1x + s_2y + s_3z &= s. \end{aligned}$$

3. Для четырех компонентов:

$$\begin{aligned} x + y + z + u &= 1, \\ a_1x + a_2y + a_3z + a_4u &= a, \\ c_1x + c_2y + c_3z + c_4u &= c, \\ b_1x + b_2y + b_3z + b_4u &= b, \\ s_1x + s_2y + s_3z + s_4u &= s. \end{aligned}$$

Из этих уравнений определяются x , y , z и u .

Мы видели, что если точка $(acbs)$ лежит в плоскости $(ACBS)$, то имеет место уравнение $aA + cC + bB + sS = 0$.

Если это не выполнено, т. е. если $aA + cC + bB + sS = \Delta$, то точка не лежит в плоскости.

Посмотрим, какое геометрическое значение имеет Δ . Заметим, что в уравнении $aA + cC + bB + sS = \Delta$ некоторые из коэффициентов A , C , B , S отрицательны (иначе это выражение не может равняться небольшой, но не равной нулю величине Δ); пусть $S \leq 0$ и равенство имеет вид $aA + cC + bB + sS = 0$.

Соединим точку $M(a b c s)$ с вершиной S прямой (фиг. 37). Пусть точка пересечения этой прямой с данной плоскостью $[ACBS]$ будет P . Мы раньше нашли выражение для точки пересечения прямой с плоскостью в такой форме:

$$-\frac{x}{y} = \frac{Aa_1 + Cc_1 + Bb_1 + Ss_1}{Aa_2 + Cc_2 + Bb_2 + Ss_2}.$$

Соединив точку $M(a b c s)$ с S , мы получаем прямую, проходящую через точку $(acbs)$ и $(0:0:0:100)$; подставляя в вышенаписанное равенство, имеем:

$$-\frac{x}{y} = \frac{\Delta}{100S} \text{ или } 100 \frac{x}{y} = \frac{\Delta}{S}. \quad -100 \frac{x}{y} = \frac{PM}{SP}, \quad \text{где } \frac{PM}{SP}$$

ВАЖНАЯ ОСОБЕННОСТЬ БАРИЦЕНТРИЧЕСКИХ КООРДИНАТ

В заключение необходимо обратить внимание на одну чрезвычайно важную сторону при применении барицентрических координат для изображения составов. Для того чтобы все вышевыведенные числовые соотношения имели место, необходимо, чтобы все измерения количеств были сделаны в одинаковых единицах. Если количества компонентов в изображаемых составах берутся по весу, то положение точки состава определяет отношения отрезков, пропорциональных весовым количествам компонентов. Единицей измерения является здесь единица веса. Но если, например, компоненты берутся в молекулярных количествах, указанные отношения отрезков

не будут представлять весовых отношений. Поэтому, например, точка, лежащая на прямой как раз посередине между двумя точками, выражающими состав в молекулярных процентах, не будет отвечать среднему составу по весу из составов, представленных данными двумя точками. Единицей измерения здесь будет такое количество вещества по весу, которое содержит по равному (пропорциональному 100) числу тех «молекул», которые мы принимаем в расчет, и именно этих, а не других «молекул».

Мы выразили главные особенности химического состава породы в виде основной числовой характеристики, представляющей три отношения четырех чисел. Очень удобно, как видим, изобразить эти отношения в виде пространственной диаграммы, но необходимо помнить, что эта диаграмма не будет выражать весовых соотношений между представленными в ней породами.

Единицей измерения здесь будет не вес, а такое количество вещества, в котором содержится равное число атомов тех элементов, которые вошли в наш расчет, т. е. главных металлических элементов, входящих (или могущих войти) в решетки алюмосиликатов, кроме атомов алюминия алюмосиликатов. (Число этих атомов алюминия предполагается равным числу атомов щелочных металлов и кальция алюмосиликатов).

Из диаграммы, представляющей отношение числовых характеристик, непосредственно видны отношения между количествами вещества, измеренными указанными единицами. Эти отношения не трудно перевести в отношения по весу. В самом деле, при вычислении основной числовой характеристики состава мы получаем число $N (= A + C + B + S)$ (стр. 95). Это число пропорционально числу всех подсчитываемых атомов в единице веса. Если определенное графически на диаграмме отношение двух составов (1 и 2) в смеси равно $n_1 : n_2$, а число N для этих составов равно соответственно N_1 и N_2 , то по весу они участвуют в смеси в отношении $\frac{n_1}{N_1} : \frac{n_2}{N_2}$ или $(n_1 : n_2) \frac{N_2}{N_1}$.

Если, наоборот, взяты два состава $(a_1 c_1 b_1 s_1)$ и $(a_2 c_2 b_2 s_2)$ в отношении $P_1 : P_2$ по весу, то параметры числовой характеристики такой смеси $(a_0 c_0 b_0 s_0)$ найдутся таким образом:

$$a_0 = \frac{P_1 N_1 a_1 + P_2 N_2 a_2}{P_1 N_1 + P_2 N_2}; \quad c_0 = \frac{P_1 N_1 c_1 + P_2 N_2 c_2}{P_1 N_1 + P_2 N_2} \text{ и т. д.}$$

В самом деле, единица веса содержит атомов, вошедших в подсчет характеристик, в числе, пропорциональном N_1 , а P_1 единиц веса — в числе, пропорциональном $P_1 N_1$; беря отношение по весу $P_1 : P_2$, мы по числу атомов, подсчитываемых при образовании числовой характеристики, берем эти составы в отношении $P_1 N_1 : P_2 N_2$.

Сделаем здесь одно общее замечание. При решении различных задач о химическом составе горных пород часто приходится переходить от отношения двух количеств данных в одной мере, к отношению их в другой мере, например от весовых к молекулярным, от весовых к выражениям в параметрах числовой характеристики и т. д. другими словами, отношение $\frac{x}{y}$ заменять отношением $\frac{x'}{y'}$ так, чтобы $\frac{x}{y} : \frac{x'}{y'} = K$, т. е. было величиной постоянной. Эту операцию можно графически выполнить таким образом на основании таких свойств проективной геометрии (фиг. 38).

Двойное отношение $\frac{AM : MB}{A'M' : M'B'} = K$, т. е. постоянной величине для постоянного угла между AB и $A'B'$, постоянного положения точки O . Следовательно, задача сводится к нахождению точки O проекции для взятого угла BAB' . Если мы найдем положение точки O для заданного K , то, имея графически выражение отношения $AM : MB$ и проектируя точку M в M' , мы найдем искомое отношение $A'M' : M'B'$.

Этим свойством можно воспользоваться таким образом. Пусть, например, графически весовые отношения изображаются на линии AB . Разделим отрезок AB пополам, т. е. возьмем состав, образованный из A и B , взятых поровну. На произвольной прямой AB отложим от A последовательно молекулярные количества $B(AP')$ и затем $A(P'B')$ отвечающие равным их весовым количествам. Соединив середину линии AB с точкой P' и точку B с P' , мы в пересечении полученных прямых получим точку O (центр проекции) и проектируя из него точки AB на линию $A'B'$, будем графически переходить от весовых отношений к молекулярным. Так как направление $A'B'$ произвольно, то его можно подобрать так, чтобы получить удобное для построений положение точки O .

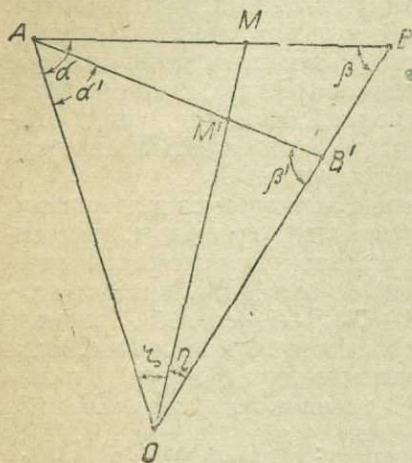
Указанное основное свойство проекции, заключающееся в постоянстве двойного отношения, можно просто доказать и с помощью элементарной тригонометрии. Обозначая углы, как показано на фиг. 38, мы будем иметь:

$$\frac{AM}{\sin \zeta} = \frac{OM}{\sin \alpha} \text{ и } \frac{MB}{\sin \eta} = \frac{OM}{\sin \beta}, \text{ откуда } \frac{AM}{MB} = \frac{\sin \zeta}{\sin \eta} \cdot \frac{\sin \beta}{\sin \alpha}$$

Подобным же образом найдем, что $\frac{AM'}{M'B'} = \frac{\sin \zeta}{\sin \eta} \cdot \frac{\sin \beta'}{\sin \alpha'}$,

а двойное отношение $\frac{AM}{MB} : \frac{AM'}{M'B'} = \frac{\sin \beta}{\sin \alpha} \cdot \frac{\sin \beta'}{\sin \alpha'} = K$.

В это выражение не входят ζ и η , а лишь постоянные для данного положения AB' и O углы β , α , β' и α' . Следовательно, K постоянно, что и надо было доказать.



Фиг. 38.

ИЗОБРАЖЕНИЕ МНОГОКОМПОНЕНТНЫХ СИСТЕМ

Изображение двух-, трех- и четырехкомпонентных систем при помощи барикентрических координат получает исключительную наглядность и является чрезвычайно удобным. Но для многокомпонентных систем применение такого же способа требует многомерного пространства, которое мы не можем представить себе наглядно и можем мыслить только абстрактно. Для изображения системы из $n+1$ компонентов необходимо пользоваться пространством n измерений, если мы хотим представить состав в виде точки. К понятию многомерного пространства мы можем подойти путем логического развития наших основных геометрических пред-

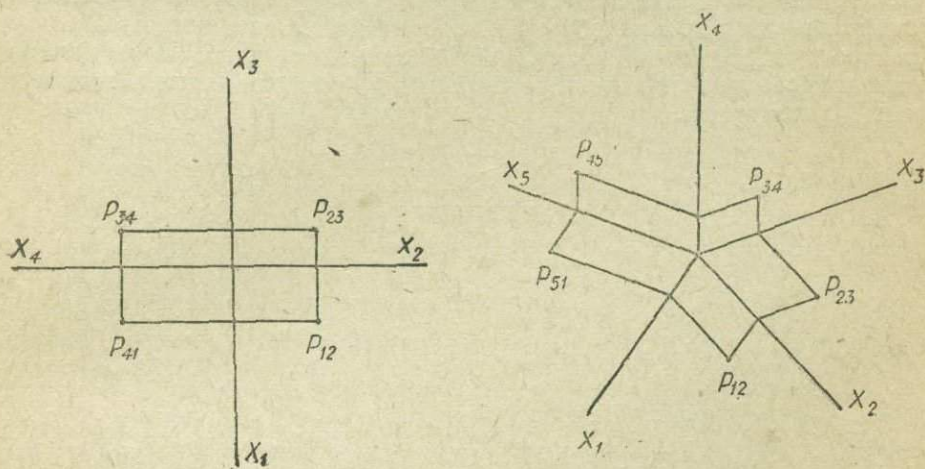
ставлений о пространстве двух и трех измерений. Подобно тому, как некоторые свойства в геометрии пространства трех измерений вытекают из свойства геометрии на плоскости, так и для пространства многих измерений его геометрические свойства могут быть выведены из свойств пространств меньшего числа измерений, и в конце концов из представлений, известных нам из планиметрии и стереометрии. Нам нет надобности здесь заниматься рассмотрением этих геометрических вопросов. Отметим лишь такое свойство.

Подобно тому, как точки трехмерного пространства могут быть изображены проекциями на некоторые координатные плоскости, т. е. в пространствах двух измерений, и даже на координатные оси или, иначе, «в пространствах одного измерения», так и точки многомерного пространства могут быть изображены при помощи проекций в пространствах низших измерений, именно таких пространствах, которые входят в состав нашего многомерного пространства подобно тому, как координатные оси входят в состав (являются частью) наглядного трехмерного пространства. В числе таких пространств низших измерений будут и трехмерные пространства и двухмерные. Для построения точки трехмерного наглядного пространства достаточно иметь две проекции ее на плоскостях (в двухмерных пространствах), или три проекции на осях (одномерных пространствах). Для изображения точек четырехмерного пространства необходимо иметь две проекции ее в трехмерных пространствах, три в двухмерных (на плоскостях) и четыре проекции на четырех осях этого четырехмерного пространства.

Очевидно, что для изображения на чертеже точек четырехмерного пространства можно воспользоваться изображениями трех проекций этих точек на координатных плоскостях (в двухмерных пространствах), являющихся частями нашего четырехмерного пространства. Для изображения точки пятимерного пространства придется воспользоваться четырьмя проекциями

этих точек на четыре координатные плоскости в этом пятимерном пространстве и т. д.

Таким способом и пользуются практически для изображений точек в многомерных пространствах. При этом могут быть применены различные приемы изображения этих проекций на чертеже. Мы коснемся здесь только одного, имеющего наиболее общий характер. Из какой-нибудь точки чертежа проводят под равными углами столько прямых (осей координат), сколько измерений имеет то пространство, точки которого мы хотим изобразить. На фиг. 39 такое построение сделано для случаев четырехмерного и пятимерного пространства. Эти линии разделяют плоскость чертежа на части, плоскость каждой из этих частей мы принимаем за отдельную координатную плоскость нашего многомерного (четырёхмерного или пятимерного) пространства. Эти плоскости «пересекаются» (или на нашем чертеже соприкасаются) в координатных осях. Проекциями на этих координатных плоскостях однозначно определится точка многомерного пространства. Каждая из координатных плоскостей опр делается парами осей, через которые эта плоскость проходит. На фиг. 39 проекции точек отмечены буквами P , а координатные



Фиг. 39 Изображение многокомпонентных систем на плоскости.

оси — буквами X . Индексы при буквах P обозначают, на какую координатную плоскость сделана проекция, а эти плоскости обозначаются по осям, через которые они проходят.

Очевидно, что для изображения на чертеже точки четырехмерного пространства необходимы две точки чертежа, при условии, чтобы они были проекциями на плоскости, не пересекающиеся между собой (например точки P_{23} и P_{41}). Чтобы изобразить на чертеже точку пятимерного пространства, необходимы уже три точки чертежа и притом такие, чтобы среди них были две пары точек, являющихся проекциями на плоскости, не пересекающиеся между собой (например точки P_{12} , P_{45} и P_{34}). Для изображения точки шестимерного пространства необходимы три точки, являющиеся проекциями на плоскости, из которых ни одна не пересекается с другой, и т. д.

Каждая проекция на какой-нибудь координатной плоскости определяется координатами этой проекции, измеряемыми по осям. Заметим, что эти координаты, поскольку речь идет об изображении состава, могут быть только положительными. Это очень важное обстоятельство, определяющее самую возможность такого способа построения и его практического применения.

Таким способом можно изображать точки многомерных пространств и при помощи их представлять многокомпонентные составы. Мы видим, что каждый состав представляется несколькими точками на чертеже и тем боль-

шим числом их, чем больше компонентов входит в состав системы. Диаграммы, полученные таким образом, будут обладать известной степенью наглядности, и их геометрические свойства, разумеется, можно использовать. Но эта наглядность относится только к самой фигуре, и такого рода изображение не дает достаточно наглядного представления о всей совокупности изображенных на ней точек многомерного пространства, особенно когда число этих точек сколько-нибудь значительно. Диаграмма скорее становится символическим изображением, чем доступной тем или иным образом нашему представлению. Это и понятно, так как мы не можем представить себе многомерного пространства и образов, в нем заключенных.

Кроме недостаточной наглядности, изложенный принцип представления многокомпонентных систем, с точки зрения петрохимии, имеет еще один недостаток. Все компоненты системы изображаются при этом одинаковым способом, между тем как составные части горных пород, именно атомы различных элементов, играют различную роль в построении горных пород. То, что мы знаем о структуре минералов, об их химизме и химизме горных пород, уже позволяет различить главные признаки химизма от второстепенных. Эти наши сведения позволяют, таким образом, выбрать определенную систему координат, более удобную для изучения химизма изверженных горных пород, чем та система, которую можно применять при изучении поликомпонентных составов вообще. Вот почему при решении нашей задачи мы пошли другим путем.

Глава VII. ГЕОМЕТРИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПРИНЯТЫХ ЧИСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Мы можем теперь приступить к выбору наиболее рационального способа замены множества числовых характеристик геометрическим его изображением. Так как числовые характеристики, выбранные нами, как и всякие другие, представляют ряды отношений, то, как мы уже видели, наиболее удобным способом является применение барицентрических координат.

Мы видели также, что можно заранее предвидеть некоторые особенности той диаграммы, которую мы хотим получить исходя из таких соображений.

Наши числовые характеристики равномоцны ряду отношений между семью числами. В них даны шесть независимых отношений. Простейшим геометрическим элементом, именно точкой, отношения семи чисел могут быть изображены только в шестимерном пространстве. Мы можем изображать составы $n+1$ компонентов и при помощи диаграмм, имеющих меньше чем n измерений, но тогда каждый состав нельзя представить точкой, а для этого нужен более сложный геометрический образ. В. Н. Лодочников предложил способ изображения на плоскости пятикомпонентных и семикомпонентных систем при помощи векторов и ломаных отрезков прямых. Для разных графических операций, разумеется, мы можем пользоваться только плоской диаграммой, но в таком случае поневоле приходится для многокомпонентных систем усложнять образ, изображающий отдельный состав, что понижает наглядность представления и затрудняет открытие заключенных в эмпирической диаграмме соотношений. Рассматривая раньше свойства диаграмм в общем виде, мы пришли к выводу, что наиболее рациональной формой представления состава из семи компонентов является изображение его в виде вектора в наглядном трехмерном пространстве. Такое изображение семикомпонентного состава при помощи вектора можно в известном смысле рассматривать как способ «изображения точки шестимерного пространства», подобно тому как точки трехмерного пространства мы можем изображать, например, при помощи параллельных векторов на плоскости¹.

Перейдем теперь к рассмотрению такого способа изображения точки шестимерного пространства вектором в наглядном трехмерном пространстве.

Первый шаг на этом пути нами уже сделан при вычислении числовых характеристик химического состава горной породы из непосредственных данных анализа. Мы при этом непрерывный ряд шести отношений между семью числами заменили тремя группами отношений, из которых основная характеристика состоит из трех отношений четырех чисел, а дополнительные — из двух отношений трех чисел и одного отношения между двумя числами. Все эти отношения по отдельности легко поддаются наглядному изображению в трех

¹ Последнее можно сделать хотя бы таким образом. Опустим из каждой точки трехмерного пространства перпендикуляр на некоторую координатную плоскость. Из оснований этих перпендикуляров в каком-нибудь одном направлении проводим векторы, равные длинам этих перпендикуляров в некотором масштабе. Очевидно, система этих векторов однозначно представит точки трехмерного пространства.

мерном пространстве и даже на плоскости. Нельзя не заметить аналогии между этой заменой большого числа отношений группами из меньшего числа их с тем, что мы делаем, изображая на чертеже, т. е. плоском двухмерном пространстве, предметы трехмерного пространства. В этом случае для полного представления таких предметов необходимо иметь несколько изображений или проекций на плоскостях или на осях координат, но так, чтобы сумма измерений их была не меньше трех. Можно, например, дать ортогональную проекцию точек какого-нибудь тела на некоторую плоскость проекции и длины перпендикуляров, опущенных из каждой точки тела на эту плоскость. В этом случае мы просто разбиваем отношения трех координат на две группы: одну, выражающую соотношение двух координат, и другую, дающую третью координату. При других способах проекций вновь получаемые соотношения могут быть связаны с исходными более сложной зависимостью. Полученные двумерные изображения, например проекции на разные плоскости, должны определенным образом сочетаться между собой, и такая система соединенных двумерных изображений дает полное представление о трехмерной фигуре. Необходимо подчеркнуть то, что проекции на разные плоскости обязательно должны быть связаны друг с другом. Если мы возьмем, например, изображения какого-нибудь тела при помощи ортогональных проекций на три плоскости, как это обычно делается в начертательной геометрии, и разведем эти проекции, то они не дадут наглядного представления об этом теле. И только тогда, когда проекции связаны вполне определенным образом, мы получаем возможность делать различные построения на проекциях и выводить из них заключения так, как будто мы перед собой имели само это тело. Этим постоянно пользуются в технике. Наша задача—выбрать систему проекций для изображения числовых характеристик, представляющих соотношения семи чисел и требующих для изображения точками шестимерного пространства—распадается таким образом на две части.

1. Надо выбрать способ изображения по отдельности для основной характеристики и дополнительных, которые все представляют отношения не более чем четырех чисел.

2. Надо сочетать эти изображения основной характеристики и дополнительных так, чтобы получился один цельный геометрический образ, дающий полное представление об особенностях химических составов, отображенных в числовых характеристиках.

Из сказанного выше на стр. 87—88 ясно, что полученный в конечном результате образ не может быть просто системой точек. Он может быть лишь системой сочетаний точек или системой других, равнозначных таким сочетаниям геометрических элементов или фигур, именно в нашем случае векторов, как это мы увидим в дальнейшем.

ДИАГРАММА, ПРЕДСТАВЛЯЮЩАЯ ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Для изображения основной числовой характеристики химических составов, представляющей отношение четырех чисел, лучше всего воспользоваться барицентрическими координатами, в которых каждой из таких числовых характеристик отвечает одна определенная точка. Как уже говорилось раньше, при изображении четырех отношений чаще всего берут правильный тетраэдр проекции, хотя это вовсе не обязательно и для практических целей, для более удобного построения фигуративных точек гораздо удобнее взять тетраэдр прямоугольный. На фиг. 40 представлено расположение фигуративных точек теоретических составов породообразующих минералов (виртуальных или нормативных) в правильном тетраэдре. Для этих минералов (минеральных молекул нормы) мы имеем отношения параметров основной характеристики, данные в табл. 19.

Для реальных минералов: пироксенов, амфиболов и слюд мы имеем, разумеется, отклонения от этих теоретических отношений. Эти отклонения большей частью заключаются в пределах, указанных в табл. 20.

Таблица 19

Отношения параметров основной характеристики для виртуальных минералов

| | $a : c : b : s$ | | $a : c : b : s$ |
|------------------------|-----------------------|---|-----------------|
| Кварц (<i>qu</i>) | 0 : 0 : 0 : 1 | Метасиликаты [пироксены и амфиболы (<i>py</i>)] | 0 : 0 : 1 : 1 |
| Ортоклаз (<i>or</i>) | | | |
| и альбит (<i>ab</i>) | 1 : 0 : 0 : 3 | Оливин (<i>ol</i>) | 0 : 0 : 2 : 1 |
| Анортит (<i>an</i>) | 0 : 1 : 0 : 2 | Слюда (прибл.) | 1 : 0 : 3 : 3 |
| Нефелин (<i>ne</i>) | 1 : 0 : 0 : 1 | Рудные минералы (<i>mt</i>) и корунд | 0 : 0 : 1 : 0 |
| Лейцит (<i>lc</i>) | 1 : 0 : 0 : 2 | | |
| Эгирин (<i>ac</i>) | 0 : $\bar{1}$: 0 : 2 | | |

Таблица 20

Пределы значений параметров основной характеристики для реальных минералов

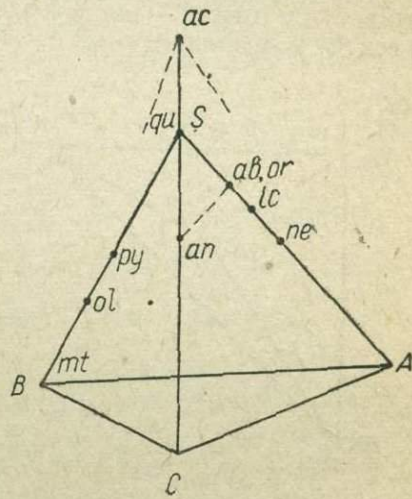
| Минералы | a | c | b | s |
|-----------------|----------|-------|-----------|-----------|
| Слюды | 9.2—17.2 | 0—0.7 | 33.4—47.9 | 38.9—46.3 |
| Роговые обманки | 2.1—10.8 | 0—6.0 | 36.5—50.0 | 41.3—51.7 |
| Пироксены | 0—5.0 | 0—4.4 | 44.3—52.2 | 46.2—51.8 |

Следует остановиться на изображении состава эгирина, имеющего отношение параметров числовой характеристики $0 : \bar{1} : 0 : 2$. Согласно тому,

как мы условились раньше, знак минус, поставленный наверху над величиной параметра c , обозначает, что этот параметр представляет избыток атомов щелочных элементов, не входящих в алюмосиликаты. По самому способу вычисления характеристики наличие таких атомов исключает присутствие полевошпатовой извести, т. е. c исключает \bar{c} .

Параметры c и \bar{c} имеют прямо противоположный характер в отношении химизма породы. Если фигуративные точки составов, в которых $c > 0$, помещаются внутри тетраэдра $ACBS$, то точки с числовой характеристикой $a : \bar{c} : b : s$ могут быть помещены лишь вне тетраэдра, для чего надо только выбрать начальную фигуративную точку, отвечающую составу $a = 0, \bar{c} = 100, b = 0$ и $s = 0$, т. е. составу $a : \bar{c} : b : s = 0 : \bar{1} : 0 : 0$ вне тетраэдра. На чертеже фиг. 40 эта начальная точка взята на протяжении ребра CS за вершину S и на расстоянии от этой вершины, равном ребру основного тетраэдра. В таком случае точка состава эгирина расположится за пределами тетраэдра на продолжении оси CS . Положение ее на этой оси определится по правилу барицентрических координат из указанного отношения параметров числовой характеристики ($0 : \bar{1} : 0 : 2$), т. е. она будет находиться в симметричном с точкой анортита положении относительно вершины S .

Именно те удобства, которые связаны с такой симметрией в положении фигуративных точек анортита an и эгирина (акмита ac), своим появлением в норме выражающих характерные особенности состава породы (симптоматические минералы), являются основанием для выделения избытка натрия



Фиг. 40. Расположение фигуративных точек состава виртуальных минералов в правильном тетраэдре: *qu* — кварц, *or* — ортоклаз, *ab* — альбит, *lc* — лейцит, *ne* — нефелин, *an* — анортит, *py* — пироксен, *ol* — оливин, *mt* — магнетит, *ac* — акмит.

и связанного с ним железа в особый параметр числовой характеристики \bar{c} , хотя с точки зрения атомных структур минералов есть известный резон присоединения всех катионов, могущих пойти на образование эгирина, к группе *b*. Напомним еще раз, что наш подсчет является условным математическим приемом, для выбора которого реальные структуры минералов являются одним из главных, но не единственным основанием.

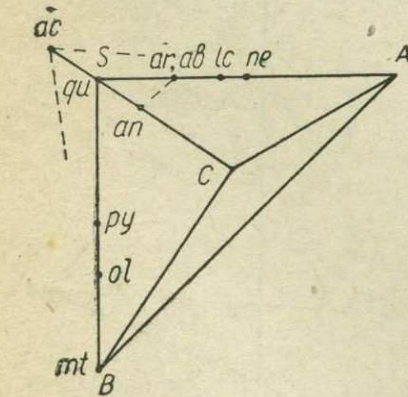
Фигуративные точки нормативных минералов отмечены на фиг. 40 буквенными обозначениями, как это указано выше и дано в объяснении к рисунку. В случае, если бы мы вместо образования параметра \bar{c} включили избыток щелочей, не входящих в алюмосиликаты, в параметр *b*, то фигуративная точка эгирина совпала бы с точкой метасиликатов.

На практике пользоваться правильным тетраэдром проекции или какими-либо его изображениями на плоскости крайне неудобно, поэтому мы ограничимся сказанным как иллюстрацией такого вида проекций.

Вместо правильного тетраэдра очень удобно, наоборот, воспользоваться прямоугольным тетраэдром. Мы будем строить его таким образом: прямые углы возьмем при вершине *S*, ребра *SA*, *SC* и *SB* расположатся под прямыми углами, оставаясь равными друг другу, и длину их, при наших построениях, мы примем равной 100. Эти ребра мы расположим, как показано на фиг. 41, т. е. ребро *SA* направим вправо, *SB* вниз и *SC* к себе. Получим систему прямоугольных координат, осями которой будут сходящиеся к вершине *S* ребра тетраэдра, а началом—эта точка *S*. Как было доказано в своем месте (стр. 119), положение какой-нибудь точки (*acbs*), с одной стороны, может быть определено в тетраэдре *SABC* по правилу барицентрических координат, а с другой—прямоугольными координатами таким образом, что по оси *SA* координатой будет *a*, по оси *SB*—*b* и по оси *SC*—*c*.

На фиг. 41 представлено положение фигуративных точек нормативных минералов в тетраэдре такого вида.

Нахождение точки по ее координатам при прямоугольной системе координат является очень простой операцией, а изображение положения этой точки на чертеже может быть сделано самыми элементарными приемами в виде проекций на плоскости *ASB* и *BSC*—так, как это мы делаем в начертательной геометрии, разворачивая плоскости *ASB* и *BSC* на плоскость чертежа. Это изображение показано на фиг. 42. Каждая точка изобразится в виде двух проекций P_1 и P_2 , причем $SR = b$, $P_1R = a$, $P_2R = c$. Не трудно найти построением и величину *S*. Для этого проведем из точки P_1 прямую P_1T под углом 45° к осям координат (или отложим $PT = P_1R$) и затем отложим отрезок $TU = P_2R$



Фиг. 41. Расположение фигуративных точек состава виртуальных минералов в прямоугольном тетраэдре. Обозначения те же, что и на предыдущей фигуре.

(можно сразу отложить $RU = P_1P_2$), тогда имеем $SR = b$, $RT = P_1R = a$, $TU = c$, так как $s = 100 - (a + c + b)$ и мы взяли $SB = 100$, то $s = SB - (SP + PT + TU) = UB$.

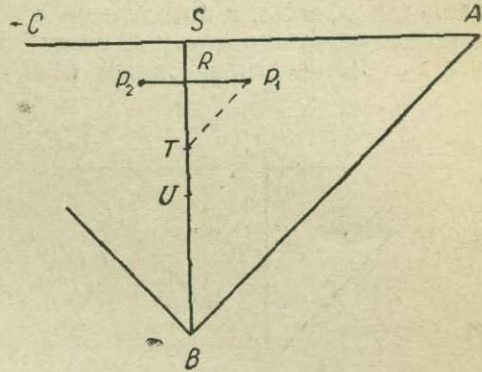
Точки, числовая характеристика которых имеет вид (\bar{acbs}), при таком способе изображения поместятся позади плоскости *ASB* (фиг. 41) в расстоянии от нее равном \bar{c} . На чертеже фиг. 42 вторая точка проекций P_2 в этом случае расположится не влево от оси *SB*, а вправо. Вообще говоря, величина \bar{c} в тех изверженных горных породах, где имеется такая числовая характеристика, не велика, и точки P_2 , попадающие в правую половину проекции, лежат значительно левее точек P_1 , но все-таки в некоторых случаях,

чтобы не смешивать точки P_2 и P_1 , для обозначения первых лучше употреблять особый значок.

Фигуративная точка состава эгирина расположена, как видно из числовой характеристики $(0 : \bar{1} : 0 : 2)$, на продолжении оси CS симметрично с точкой анортита относительно вершины S .

По расположению этих точек на той или другой из координатных осей диаграммы можно этим осям дать такие названия: SA — щелочная ось, SC — анортитовая ось, SB — ферритовая ось. Координатным плоскостям SAB и SCB можно дать названия щелочной и известковистой. Таким образом, можно сказать, что изображение точек пространственной диаграммы мы даем в виде двух проекций на щелочную и известковистую грани основного тетраэдра. Составы, пересыщенные щелочами, занимают особое место, выходя за пределы тетраэдра.

Заметим, что все фигуративные точки минералов и горных пород по самому способу образования числовой характеристики и при принятой нами системе проекций не выйдут из треугольника $an-pe-mt$ (или $ac-pe-mt$) и, следовательно, для построений нам может понадобиться только центральная часть диаграммы, захватывающая эти треугольники. Построение удобно делать на клетчатой бумаге, приняв длину SB (ребро тетраэдра) равной 100 см (т. е. единица масштаба 1 см и точность нанесения точек 1 мм).



Фиг. 42. Развернутый прямоугольный тетраэдр для изображения основной числовой характеристики.

ЧАСТНЫЕ ДИАГРАММЫ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Таким образом, мы выбрали способ геометрического представления основной числовой характеристики.

В основу выбора положено два заранее установленных признака диаграммы:

1. Диаграмма должна быть барицентрической.
2. Для удобства построения мы пользуемся прямоугольным тетраэдром.

Эти же условия мы примем во внимание при изображении дополнительных числовых характеристик. В характеристиках:

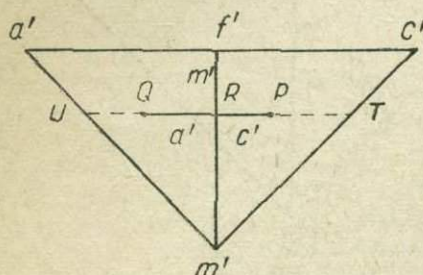
$$f' : m' : c' \text{ или } a' : f' : m',$$

взаимно исключают друг друга, как мы видели, друг друга, мы имеем по два отношения трех чисел. Для изображения их достаточно точки в треугольнике на плоскости. В соответствии со вторым условием мы должны взять для этого прямоугольные треугольники, и так как и в той, и в другой характеристике два параметра f' и m' одинаковы, а третьи взаимно исключают друг друга, то удобно взять такое расположение треугольников, как это показано на фиг. 43.

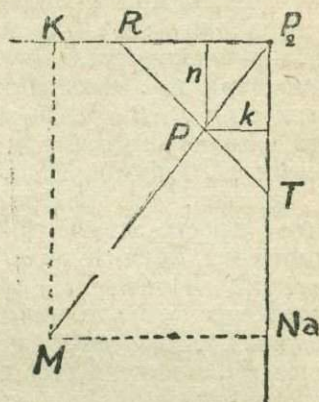
Точка P изображает характеристику $f' : m' : c'$, а Q — $a' : f' : m'$ в барицентрических координатах. По вышевыведенному свойству прямоугольного треугольника проекций, если сторона треугольника равна 100 и $f' + m' + c' = 100$, то $f'R = m'$, $PR = c'$ и $PT = f'$. Подобным же образом в треугольнике $a'f'm' - f'R = mf'$; $QR = a'$ и $QU = f'$.

В практике для построения удобно брать масштаб треугольников $f'm'c'$ и $a'f'm'$ в 10 раз более мелким, чем для диаграммы основной числовой характеристики.

Вторая дополнительная числовая характеристика представляет только одно отношение $n = Na : (Na + K)$ в параметре a . Оно может быть выражено или точкой на некотором отрезке прямой или направлением некоторой линии, делящей угол между двумя другими прямыми. Мы для выражения этой характеристики примем такое построение (фиг. 44). На взаимно перпендикулярных осях P_2K и P_2Na отложим величины, пропорциональные K и Na , и определяемую такими координатами точку M соединим с P_2 . Направление линии OM



Фиг. 43. Изображение дополнительных характеристик $a' f' m'$ и c' с помощью прямоугольных треугольников.



Фиг. 44. Изображение дополнительной характеристики n .

однозначно выразит отношение $Na : K$, а следовательно, и n . Если построим прямоугольный равнобедренный треугольник P_2RT , то, как ясно из рисунка, $RP : PT = Na : K$ и $PR : RT$, выраженное в процентах, равно n .

ОБЩАЯ ДИАГРАММА ЧИСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Выбрав способы построения числовых характеристик, как основной, так и дополнительных по отдельности, мы должны перейти ко второй части нашей задачи из двух указанных на стр. 128. Первую мы только что разрешили. Теперь надо сочетать закономерно три изображения в одной диаграмме.

Мы видели, что, представляя пространственную диаграмму основных числовых характеристик на плоскости с помощью ортогональных проекций, мы каждый состав изображаем двумя точками: одна на плоскости ASB , другая на CSB — точки P_1 и P_2 на фиг. 42. Воспользуемся этим и построим около каждой из этих точек изображения дополнительных характеристик, добавив их к основной проекции. Для этого в точке P_1 поместим вершину треугольников $f'm'c'$ или $a'f'm'$, а стороны их направим параллельно осям SA и SB ($f'm' \parallel SB$ и $f'c' \parallel SA$); тогда фигуративная точка P_1 , изображающая $f' : m' : c'$ (и соответственно $a' : f' : m'$), будет совершенно определенным образом связана с точкой P_1 . Две точки P_1 и P_2 , имеющие разное, как видим, значение, можно заменить вектором P_1P_2 , соединяя эти точки между собой. Также для изображения отношения $a' : f' : m'$ мы построим вектор P_1Q . P_1 будет началом таких векторов, а P_2 или Q — их концами.

На фиг. 45 показана отдельно замена точек P и Q на диаграммах, изображающих $f' : m' : c'$ и $a' : f' : m'$, векторами. Заменяя относительное положение точки P или Q , помещенной указанным способом в диаграмме основной характеристики, вектором, мы упрощаем чертеж, избегая смещения точек P_1 и P_2 и освобождаясь от необходимости строить вспомогательные треугольники проекции $f'm'c'$ или $a'f'm'$, если только масштаб построения нам известен.

Отметим сейчас признаки химического состава горной породы, наглядно выражающиеся длиной и направлением вектора. Короткие векторы указывают на богатство железом; направленные круто (близкие к вертикали) — на богатство магнием; пологие — на богатство свободной известью.

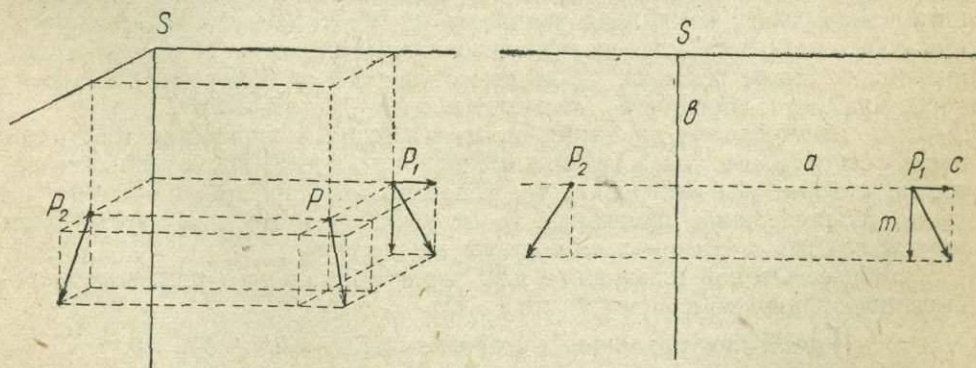
По самому способу построения векторы, выражающие соотношение $f' : m' : c'$, направлены вниз и вправо, векторы, выражающие $a' : f' : m'$, вниз и влево. Этот последний случай есть признак составов, пересыщенных глиноземом, и избыток глинозема тем больше, чем более пологим является вектор.

В случае составов пород, сильно пересыщенных щелочами, имеем дополнительную характеристику $n' : m' : c'$. Ее мы будем изображать так же, как характеристику $f' : m' : c'$, взяв вместо f' величину n' , но вектор будем проводить не сплошной, а прерывистой линией.

Связав диаграмму основной числовой характеристики ($acbs$) с диаграммой дополнительной характеристики ($f'm'c'$ или $af'm'$) или $n'm'c'$ через точку P_1 , мы подобным же образом можем связать вторую дополнительную характеристику (n) через точку P_2 , проводя в этой точке направление линии P_2M при условии расположения P_2K и P_2Na соответственно параллельно SC и SB . Чем круче идет проведенная таким образом линия на диаграмме, тем больше Na в алюмосиликатах; пологое ее направление указывает на богатство калиевыми алюмосиликатами.

Таким путем мы соединим диаграммы основной числовой характеристики и характеристик дополнительных на плоских проекциях пространственной диаграммы основной характеристики. Мы получили множество векторов на плоскости проекции ASB и связанное с ним множество прямых (направлений) на плоскости проекции CSB . Мы можем объединить эти геометрические элементы, допустив, что векторы на проекцию ASB и направления на CSB являются проекциями некоторых векторов в пространстве. Тогда и направления на плоскости CSB можно заменить векторами, проектируя на эти направления векторы, построенные на плоскости ASB . Принимая векторы на плоскостях ASB и CSB за проекции векторов в пространстве, мы все числовые характеристики заменяем одним вектором в пространстве.

На фиг. 46 слева представлено такое построение вектора в простран-



Фиг. 46. Векторы диаграммы в пространстве (левый чертеж) и в проекции на плоскости (правый чертеж).

стве для случая состава, принадлежащего к нормальному ряду; справа — изображение этого вектора при помощи проекций на плоскости ASB и CSB .

Как уже мы говорили выше, такой вектор действительно выражает шесть независимых переменных, т. е. отношения между семью числами: три координаты его начала, длина вектора и две координаты, определяющие его направления в пространстве. Множество векторов однозначно изображают все химические составы, поскольку они могут быть выражены в числовых характеристиках. Оно равносильно множеству данных анализов (из 7 чисел).

Для практических целей мы будем пользоваться, разумеется, проекциями векторов на плоскости ASB и CSB , как это показано на фиг. 46 с правой стороны. В дальнейшем на фиг. 57 представлена совокупность векторов, изображающих средние составы изверженных горных пород так, как они были подсчитаны Дэли.

На проекции (фиг. 46 справа) мы имеем также 6 независимых переменных для каждого состава: три координаты, которыми определяется положение начальных точек векторов (это будут координаты b , a и c), длина вектора на плоскости проекций ASB и углы наклонов векторов на обеих плоскостях проекций к оси B .

Отметим одно очень важное в практическом отношении свойство диаграммы, вытекающее из самого способа ее построения. Мы видим (фиг. 46 справа), что концы векторов в их проекциях на плоскости ASB и CSB для одного и того же состава находятся на одной горизонтальной линии (перпендикулярной к оси SB), подобно тому, как на другой горизонтальной линии находятся начальные точки обеих проекций векторов. Благодаря этому очень легко узнать обе проекции вектора, изображающие один и тот же состав. Как начальные точки этих проекций лежат на горизонтальной прямой, так и конечные точки — на другой параллельной ей горизонтальной прямой. Достаточно просмотреть ряд диаграмм, помещенных в этой книге, на каждой из которых изображено довольно значительное число векторов, чтобы убедиться, насколько это обстоятельство помогает чтению диаграмм.

ВЫРАЖЕНИЕ НА ДИАГРАММЕ ГЛАВНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ХИМИЗМА ГОРНЫХ ПОРОД

Как мы уже частью видели, непосредственное рассмотрение такой диаграммы дает возможность наглядно представить характерные особенности химизма горных пород.

1. Положение вектора на диаграмме выражает главные особенности химизма, представленные в основной числовой характеристике. Векторы, располагающиеся внизу диаграммы, отвечают породам, богатым феррическими 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 оси SB на проекции CSB . Векторы, близкие к вершине S , отвечают породам, богатым SiO_2 .

Если мы проведем на нашей пространственной диаграмме плоскости через фигуративные точки (начальные точки векторов) нормативных минералов, которые мы построили, то, разделив всю область диаграммы на части, по положению начальных точек векторов в той или другой части можем разбить и химические составы на группы.

Наиболее важной плоскостью для пород нормального ряда или пересыщенных глиноземом является плоскость

$$1) \text{ or-an-py, уравнение которой } s - (3a + 2c + b) = 0.$$

Горные породы, для которых начальные точки векторов попадают на эту плоскость (или, практически, близки к ней), являются «насыщенными» кремнекислотой; точки, лежащие в стороне от этой плоскости и ближе к началу координат (вершина S или qu), отвечают пересыщенным кремнекислотой породам; в противоположную сторону от этой плоскости укло-

няются точки ненасыщенных кремнеземом горных пород. Мы уже видели раньше (стр. 93), что величина $Q = s - (3a + 2c + b)$ для горных пород нормального класса или $Q = s - (3a + 2c + b)$ для горных пород, пересыщенных щелочами, может служить мерой химической пересыщенности или ненасыщенности состава горной породы кремнеземом. Для огромного большинства пород величина Q довольно близко выражает содержание кварца в породе.

Для пород с составом, пересыщенным щелочами, плоскостью, отделяющей пересыщенные кремнеземом породы от недосыщенных, будет плоскость

$$s - (3a + 2\bar{c} + b) = 0.$$

Для дальнейшего подразделения ненасыщенных пород можно воспользоваться плоскостями

$$2) \text{ ol-an-ab, для которой } s - \left(3a + 2c + \frac{b}{2} \right) = 0;$$

$$3) \text{ ol-an-lc } \quad \text{»} \quad \text{»} \quad s - \left(2a + 2c + \frac{b}{2} \right) = 0.$$

Наконец, за плоскость

$$4) \text{ ol-an-ne } \quad \text{»} \quad \text{»} \quad s - \left(a + 2c + \frac{b}{2} \right) = 0,$$

могут выйти только очень редкие типы.

Для пород, богатых калием, имеет значение также плоскость $py - an - lc$, представленная, например, в изученной экспериментально системе диопсид—анортит—лейцит,

$$py - an - lc, \text{ для которой } s - (2a + 2c + b) = 0.$$

Пределом всех начальных точек векторов является плоскость

$$5) \text{ an - ne - mt, для которой } s - (a + 2c) = 0.$$

Для пересыщенных щелочами пород мы должны взять плоскости, где an заменено ac , и в их уравнениях вместо c подставить \bar{c} .

Следовательно, мы будем иметь в этом случае такие плоскости:

$$2a \quad \text{ol-ac-ab, для которой } s - \left(3a + 2\bar{c} + \frac{b}{2} \right) = 0;$$

$$3a \quad \text{ol-ac-lc, } \quad \text{»} \quad \text{»} \quad s - \left(2a + 2\bar{c} + \frac{b}{2} \right) = 0;$$

$$4a \quad \text{ol-ac-ne, } \quad \text{»} \quad \text{»} \quad s - \left(a + 2\bar{c} + \frac{b}{2} \right) = 0;$$

$$5a \quad \text{ac-ne-mt, } \quad \text{»} \quad \text{»} \quad s - (a + 2\bar{c}) = 0.$$

Если после подстановки в эти выражения параметров числовой характеристики получим выражения, стоящие в левой части равенства, положительные, то начальные точки вектора лежат в сторону вершины S , если же это выражение отрицательно, то в противоположную. Сопоставляя вышеннаписанное уравнение (1) с уравнениями (2—5), можно вывести, что условиями для того, чтобы точка лежала в сторону, противоположную S от каждой из перечисленных плоскостей, являются такие абсолютные величины $[-Q]$ для пород с составом нормального ряда (стр. 96).

$$\text{Для плоскости ol-an-ab} \quad [-Q] > \frac{b}{2};$$

$$\text{»} \quad \text{»} \quad \text{ol-an-lc} \quad [-Q] > \frac{b}{2} + a;$$

| | |
|-------------------------------|----------------------------|
| Для плоскости <i>ol-an-ne</i> | $[-Q] > \frac{b}{2} + 2a;$ |
| » » <i>ol-ne-mt</i> | $[-Q] > b + 2a.$ |

Те же равенства справедливы и для составов горных пород, насыщенных щелочами, так как величины *c* и \bar{c} здесь взаимно исключаются.

Таким путем химические составы ненасыщенных пород могут быть разделены на группы по степени недостатка кремнезема.

На фиг. 47 представлены в наглядном изображении все упомянутые плоскости.

Сравнивая химические составы изверженных пород между собой, мы легко заметим то обстоятельство, что встретить тождественные анализы одинаковых по другим признакам горных пород из разных месторождений можно в исключительно редких случаях.

Чтобы убедиться в этом, достаточно просмотреть какой-либо сборник анализов. Поэтому петрографу обыкновенно приходится решать вопрос

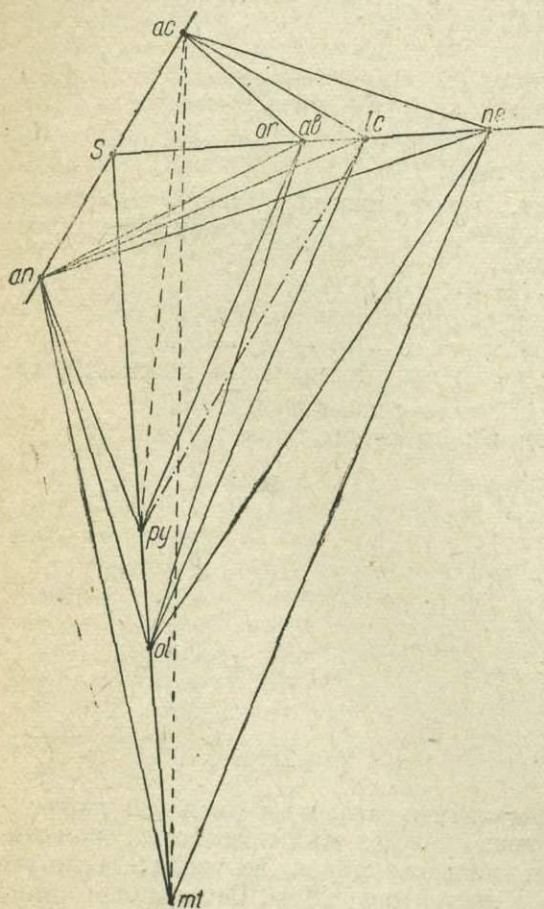
не о тождестве анализов сравниваемых пород, а о большей или меньшей их близости и, следовательно, оценивать численно эту близость. На диаграмме степень близости точек может быть легко определена как расстояние между этими точками. Поэтому близость химического состава горных пород в отношении тех признаков, которые выражены в основной числовой характеристике химического состава, может быть измерена расстоянием между точками, выраженными в тех же единицах, как параметры числовой характеристики. Мы условились (стр. 93) считать признаки химического состава, выражаемые в основной характеристике, самыми главными, и поэтому главным мерилом отличия химических составов и будет величина расстояния между начальными точками векторов на нашей диаграмме. Если состав с основной характеристикой (*acbs*) мы сравниваем с составом ($a_0c_0b_0s_0$), то отличие первого от второго аналитически может быть выражено в виде

$$d = \sqrt{(a - a_0)^2 + (c - c_0)^2 + (b - b_0)^2}.$$

Существенное значение имеет также направление, в котором один состав отличается от другого. Это направление определяется отношениями:

$$(a - a_0) : (c - c_0) : (b - b_0).$$

Из этих трех величин или одна может превышать две остальные, или две, будучи почти равными, превышают третью, и т. д.



Фиг. 47. Деление области пространственной диаграммы на части плоскостями, проходящими через фигуративные точки виртуальных минералов.

Полезно ввести некоторые термины для обозначения уклонов какого-либо состава породы ($acbs$) от ближайшего типа ($a_0c_0b_0s_0$). Уклоны могут быть:

1) В направлении какой-нибудь из координатных осей; это будут случаи уклонов.

А. В направлении оси a — такие уклоны мы будем называть: алкалплетовыми, если $a - a_0$ положительно, алкалптоховыми, если $a - a_0$ отрицательно.

В. В направлении оси b — такие уклоны будут называться фемиплетовыми, если $b - b_0$ положительно, фемиптоховыми, если $b - b_0$ отрицательно.

С. В направлении оси c — такие уклоны будут: кальциплетовыми, если $c - c_0$ положительно, кальциптоховыми, если $c - c_0$ отрицательно.

2) В случае если имеется уклон в двух направлениях, можно пользоваться соответственным двойным термином.

Пример. Основная числовая характеристика лампрофировой жильной породы с горы Магнитной такова: $a : c : b : s = 11.8 : 4.2 : 22.7 : 61.7$. Сравнивая ее с числовой характеристикой $a_0 : c_0 : b_0 : s_0 = 12 : 5 : 21 : 62$ типичного диоритового лампрофира, видим, что уклон измеряется величиной

$$d = \sqrt{0.2^2 + 0.8^2 + 1.7^2} = 1.9.$$

Наибольшей величиной является $b - b_0$ с положительным знаком. Мы имеем состав, близкий к типу диоритового лампрофира и обнаруживающий фемиплетовое уклонение от этого типа.

Вычисление d по написанной выше формуле может быть удобно и быстро произведено с помощью логарифмической линейки и счетов, и тогда нет необходимости прибегать к графическому построению.

Если мы имеем дело с составом, пересыщенным щелочами, для которого основная числовая характеристика будет ($acbs$), то все изложенные соображения будут иметь свое значение, но так как вместо c мы будем иметь \bar{c} и точки будут располагаться по другую сторону плоскости ASB , мы будем иметь построение на этой плоскости и как бы симметричное по отношению к тому, какое имеет место в случае нормальных составов. Для обозначения уклонов в направлении оси \bar{c} нужны другие термины, какими могут быть названия

D — акмиплетовых в сторону увеличения величины \bar{c}

E — акмиптоховых » уменьшения » \bar{c}

от сокращенного названия стандартного минерала акмит.

Положение фигуративной точки на диаграмме для основных числовых характеристик, или, другими словами, положение начальной точки вектора на нашей общей (комбинированной) диаграмме, по отношению к положению фигуративных точек стандартных минералов дает приблизительное представление и о количественном минералогическом составе породы. Проводя, например, плоскость через ребро BS и фигуративную точку породы, мы пересечением ее с линией полевых шпатов определим отношение количеств ($or + ab$) : an . Необходимо только иметь в виду указанную выше (стр. 122—123) особенность, заключающуюся в том, что все измерения количеств мы выражаем не в весовых единицах и не в молекулярных количествах, а в некоторых условных единицах, как это было объяснено в своем месте (стр. 123).

Рассмотрим еще, какие особенности представляют сами векторы на нашей комбинированной диаграмме в проекциях их на плоскости ASB . Прежде всего, как мы уже говорили, по направлению векторов сразу же выделяются составы пород, пересыщенных глиноземом. Их векторы направлены вниз и влево, в отличие от всех остальных, отклоняющихся от

вертикали вниз и вправо. При большом относительно содержании железа в фемической части породы векторы короткие и при отсутствии Mg и Ca' они обратились бы в точку. При малом содержании железа конец вектора попадает на гипотенузу треугольника проекции, за пределы которого он, очевидно, выйти не может. Отметим еще такую особенность. В огромном большинстве случаев в цветных минералах $MgO + FeO > CaO$, для наиболее богатых известью пироксенов диоксид-геденбергитового ряда $Mg + Fe = Ca$; для таких пироксенов, если изображать это отношение векторами, концы векторов расположены по вертикальной прямой, соединяющей середину гипотенузы треугольника проекций с серединой горизонтального катета. Понятно, что вследствие отклонения модального (реального) минералогического состава горной породы от ее виртуального состава, нет точного соответствия состава цветного минерала с длиной и направлением векторов, но все же приблизительно по этим признакам можно судить о характере цветного минерала в породе. Породы, пересыщенные глиноземом, с векторами, наклоненными влево, содержат обычно как цветной минерал слюду. Вертикальные и близкие к ним векторы отвечают ромбическим пироксенам, наклоненные вправо — авгитам; в роговообманковых породах вообще можно ждать меньшего отклонения вектора, чем в авгитовых. Присутствие оливина, естественно, отклоняет вектор, приближая его к вертикали. Железистость цветных минералов выражается укорочением вектора.

Наконец, дополнительная характеристика, выражающая отношение щелочей в силикатных частях породы, изображается в нашей диаграмме наклоном проекции вектора на плоскость CSB . Нет надобности в каких-либо пояснениях этого простого обозначения. Заметим одну особенность, вытекающую из способа построения диаграммы. Для пород, богатых калием, векторы вообще получаются более длинными, так как они проектируются на направления вектора под более острым углом.

В особенности длина полого наклоненного вектора калиевых пород возрастает при высоком содержании Mg; тогда вектор может даже далеко выйти за пределы диаграммы. Наоборот, для пород, одновременно богатых Na и Fe, векторы на плоскости CSB будут наиболее короткими и будут наклонены круто. Таким образом, в нашей диаграмме особенно резко подчеркивается замечательный парагенезис элементов в изверженных породах, уже давно подмеченный Вашингтоном, именно противоположная роль ассоциации K и Mg, с одной стороны, и Na и Fe — с другой. Более распространены натриевые породы. Поэтому бросающиеся в глаза длинные векторы калиевых пород удобны, чтобы подчеркнуть их исключительный характер.

ЧИСЛОВАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА СМЕСИ ДВУХ СОСТАВОВ И ИЗОБРАЖЕНИЕ ЕЕ НА ДИАГРАММЕ

Полезно рассмотреть еще одну особенность числовых характеристик и их изображений, с которыми иногда приходится встречаться при рассмотрении количественных соотношений между разными составами и их изображениями на диаграмме. Рассмотрим для этого задачу о составе смеси из двух составов, изображенных на диаграмме двумя разными векторами. Сначала возьмем два состава так, что они оба принадлежат к нормальному ряду.

Пусть даны два состава с числовыми характеристиками $(a_1c_1b_1s_1)$ и $(a_2c_2b_2s_2)$. Возьмем их в отношении $p : q$, т. е. возьмем смесь $p(a_1c_1b_1s_1) + q(a_2c_2b_2s_2)$. Если числовая характеристика состава смеси $(a_0c_0b_0s_0)$, то очевидно, что между параметрами существует такое соотношение:

$$a_0 = \frac{pa_1 + qa_2}{p + q}; \quad c_0 = \frac{pc_1 + qc_2}{p + q}; \quad b_0 = \frac{pb_1 + qb_2}{p + q}; \quad s_0 = \frac{ps_1 + qs_2}{p + q},$$

причем, как уже несколько раз отмечалось раньше, измерение относительных количеств p и q необходимо делать не в весовых единицах, а принимать

за единицы такие количества вещества, которые содержат по одинаковому числу атомов, входящих в подсчет при вычислении характеристик. При изложении способа их вычисления мы получили число $N = A + C + B + S$. Это число как раз пропорционально числу атомов, идущих в подсчет при образовании характеристики и заключенных в единице веса. Веса равных чисел атомов, которые мы берем при подсчете характеристики, очевидно, пропорциональны $\frac{1}{N}$, следовательно, если составы $(a_1c_1b_1s_1)$ и $(a_2c_2b_2s_2)$ взяты в отношении $M_1 : M_2$ по весу, то

$$p : q = \frac{M_1}{N_1} : \frac{M_2}{N_2}.$$

Выше мы видели, как может быть вычислено число N , если даны числовые характеристики состава горной породы. Точность вычисления этого числа, как было видно из приведенного примера, понижается тем, что при вычислении числовых характеристик мы округляем цифры и, таким образом, вводим некоторые погрешности. Однако все наши вычисления, касающиеся состава горных пород, являются настолько приближенными по существу, что такая погрешность в вычислении для наших целей не имеет значения.

Можно задать другой вопрос: не является ли введение некоторых условных единиц для выражения количества вещества данного состава усложнением наших представлений настолько серьезным, что оно заставило бы отказаться от самого принципа пересчета весовых отношений на определенные отношения чисел атомов, которые характеризуют состав породы? На это можно ответить, что вычисление числовой характеристики, прежде всего, имеет целью выявление тех особенностей химизма горной породы, которые мы признали главными, особенностей, как мы видели, важных как с точки зрения химизма породы, так и ее минералогического состава.

Кроме того, мы стремились выполнить условие простейшего способа пересчета при минимальном числе арифметических операций. Для достижения обеих поставленных целей мы неизбежно должны были заменить весовые отношения другими отношениями, именно отношениями чисел атомов, потому что минералы, из которых сложены горные породы, построены из атомов и притом разных атомов, обладающих разным весом. Сохранение весовых мер для количеств вещества горных пород, полезное при вычислении разного рода смесей, для наших целей имеет второстепенное значение, и совершенно естественно, что мы для выявления тех признаков, которые мы признали главными, пользуемся такими единицами, которые для этого оказались удобными. Заметим, что с таким введением условных единиц для выражения количеств вещества мы встречаемся во всех способах пересчетов анализов, кроме системы американской количественной классификации CIPW.

Если количество вещества выражается в таких условных единицах, как это указано выше, то графически относительное положение начальной точки вектора с основной числовой характеристикой $(a_0c_0b_0s_0)$, изображающего состав смеси двух других составов, взятых в отношении $p : q$, определяется очень просто делением в этом отношении прямой P_1P_2 , соединяющей начальные точки векторов слагающих составов.

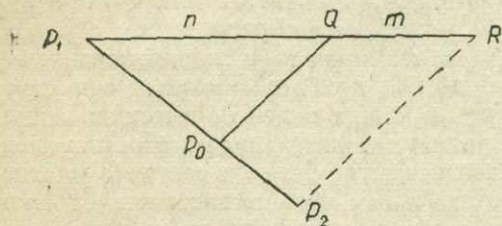
Проведя произвольную прямую P_1R и отложив на ней P_1Q и QR (фиг. 48) так, чтобы $P_1Q : QR = q : p$, мы путем проведения $QP_0 \parallel RP_2$ найдем точку P_0 . Этот прием, однако, применим только в случаях образования смесей из двух составов, которые принадлежат к одному и тому же ряду, именно или оба являются нормальными составами, или оба пересыщены щелочами, или, наконец, оба пересыщены глиноземом. Если же один из составов имеет характеристику нормального ряда $(a_1c_1b_1s_1)$, а другой пересыщен щелочами $(a_2c_2b_2s_2)$, то вследствие принятого способа подсчета характеристик приходится делать некоторые дополнительные расчеты, которые, однако, очень просты, как это видно из следующих примеров.

Если состав $(a_1c_1b_1s_1)$, взятый в количестве p , относится к нормальному ряду, а состав $(a_2c_2b_2s_2)$, взятый в количестве q , к пересыщенному щелочами, то могут быть два случая.

1) $2pc_1 > qc_2$; тогда qc_2 атомов натрия войдет в группу a и столько же атомов железа перейдет в b ; соответственно этому из величины \bar{c}_2 количество $\frac{qc_2}{2}$ перейдет в b ; часть полевощпатовой извести перейдет в свободную. В результате получим:

$$a_0 : c_0 : b_0 : s_0 = \left(pa_1 + qa_2 + \bar{qc}_2 \right) : \left(pc_1 - \frac{qc_2}{2} \right) : \left(pb_1 + qb_2 + \frac{3\bar{qc}_2}{2} \right) : \left(ps_1 + qs_2 \right).$$

2) $qc_2 > 2pc_1$; в этом случае $2pc_1$ перейдет в a , причем настолько же увеличится b , от \bar{c}_2 останется



Фиг. 48.

$qc_2 - 2pc_1$

$$a_0 : c_0 : b_0 : s_0 = \left(pa_1 + 2qa_2 + 2pc_1 \right) : \left(qc_2 - 2pc_1 \right) : \left(pb_1 + qb_2 + 2pc_1 \right) : \left(ps_1 + ps_2 \right).$$

Если состав $(a_1c_1b_1s_1)$ в количестве p относится к пересыщенному глиноземом ряду и $(a_2c_2b_2s_2)$ в количестве q к пересыщенному щелочами, то могут быть три случая:

1) $qc_2 < pb_1a'$; тогда все qc_2 перейдет в a и на соответствующее количество убавится pb_1a' , но столько же прибавится к b атомов железа из \bar{c} и, следовательно, общее значение b не изменится; таким образом,

$$a_0 : c_0 : b_0 : s_0 = \left(pa_1 + qa_2 + \bar{qc}_2 \right) : pc_1 : \left(pb_1 + qb_2 \right) : \left(ps_1 + qs_2 \right).$$

2) $2pc_1 + pb_1a' > qc_2 > pb_1a'$; в этом случае все qc_2 перейдет в a вместе с соответственной заменой всего глинозема в b на железо и, кроме того, c убавится на величину $\frac{1}{2}(qc_2 - pb_1a')$, т. е. на половину числа атомов алюми-

ния, отвечающих избытку атомов натрия в qc_2 по сравнению с числом атомов алюминия в pb_1a' ; на ту же величину увеличивается b за счет освобождающегося кальция, входящего теперь в b ; следовательно,

$$a_0 : c_0 : b_0 : s_0 = \left(pa_1 + qa_2 + \bar{qc}_2 \right) : \left(pc_1 - \frac{\bar{qc}_2 - pb_1a'}{2} \right) : \left(pb_1 + qb_2 + \frac{\bar{qc}_2 - pb_1a'}{2} \right) : \left(qs_1 + qs_2 \right).$$

3) $qc_2 > 2pc_1 + pb_1a'$; в этом случае останется еще \bar{c} в количестве $qc_2 - 2pc_1 - pb_1a'$, после того как $2pc_1 + pb_1a'$ перейдет в a ; в b , кроме замены алюминия железом при переходе щелочей из qc_2 в a , прибавится еще pc_1 атомов кальция:

$$a_0 : c_0 : b_0 : s_0 = \left(pa_1 + qa_2 + 2pc_1 + pb_1a' \right) : \left(\bar{qc}_2 - 2pc_1 - pb_1a' \right) : \left(pb_1 + qb_2 + pc_1 \right) : \left(ps_1 + qs_2 \right).$$

Что касается дополнительных числовых характеристик, то мы рассмотрим здесь только случай образования смеси из двух составов, которые оба принадлежат к нормальному ряду. Все сказанное будет приложено и для тех случаев, когда оба смешиваемые состава относятся или к пересыщенным щелочами или к пересыщенным глиноземом. Когда образуется смесь из составов, принадлежащих к разным рядам, вносится усложнение и

поправки в расчеты, понятные из сказанного выше о нахождении основных числовых характеристик таких смесей. На этих случаях мы в дальнейшем не будем останавливаться.

Итак, возьмем смесь двух составов нормального ряда с числовыми характеристиками

$$a_1 c_1 b_1 s_1; f_1' m_1' c_1'; n_1 \\ a_2 c_2 b_2 s_2; f_2' m_2' c_2'; n_2,$$

взятых в отношении $p : q$ первого ко второму, причем напомним, что количества выражаются в наших условных единицах.

Пусть далее состав этой смеси имеет числовую характеристику

$$a_0 : c_0 : b_0 : s_0; f_0' : m_0' : c_0'; n_0.$$

Найдем зависимость между параметрами дополнительных характеристик.

В числе b_1 атомов находится $\frac{f_1' b_1}{100}$ атомов железа, $\frac{m_1' b_1}{100}$ атомов магния и $\frac{c_1' b_1}{100}$ атомов кальция из числа всех атомов, вошедших в подсчет характеристики $(a_1 c_1 b_1 s_1)$.

В смеси из p частей $(a_1 c_1 b_1 s_1)$ и q частей $(a_2 c_2 b_2 s_2)$, как мы видели, $b_0 = \frac{pb_1 + qb_2}{p+q} = \frac{p}{p+q} b_1 + \frac{q}{p+q} b_2$. В b_0 содержание атомов Fe очевидно

$$\frac{p}{p+q} \cdot \frac{f_1'}{100} \cdot b_1 + \frac{q}{p+q} \cdot \frac{f_2'}{100} b_2 = \frac{1}{p+q} \cdot \frac{1}{100} (pf_1' b_1 + qf_2' b_2).$$

Но эта величина равна, с другой стороны, $\frac{f_0' b_0}{100}$, откуда

$$f_0' b_0 = \frac{1}{p+q} (pf_1' b_1 + qf_2' b_2); f_1' = \frac{pf_1' b_1 + qf_2' b_2}{b_0(p+q)} = \frac{pf_1' b_1 + qf_2' b_2}{pb_1 + qb_2}$$

Подобным же образом

$$m_0' = \frac{pm_1' b_1 + qm_2' b_2}{pb_1 + qb_2} \quad \text{и} \quad c_0' = \frac{pc_1' b_1 + qc_2' b_2}{pb_1 + qb_2}.$$

Формулы все имеют одинаковый вид. Написав их в виде

$$f_0' = \frac{f_1'(pb_1) + f_2'(qb_2)}{pb_1 + qb_2}; m_0' = \frac{m_1'(pb_1) + m_2'(qb_2)}{pb_1 + qb_2}; c_0' = \frac{c_1'(pb_1) + c_2'(qb_2)}{pb_1 + qb_2},$$

мы замечаем, что тогда как при отыскании параметров основных числовых характеристик задача сводилась к делению расстояния между двумя точками или, все равно, расстояния между координатами в отношении $p : q$, здесь нам приходится делить эти расстояния в отношении pb_1 и qb_2 .

Длина вектора аналитически находится по формуле

$$r = \sqrt{(m')^2 + (c')^2}, \text{ а угол наклона его к оси } SB \text{ из формулы } \operatorname{tg} \varphi = \frac{c'}{m'}.$$

Подставляя сюда написанные выше выражения для вектора смеси, получим

$$r_0 = \sqrt{\left(\frac{pm_1' b_1 + qm_2' b_2}{pb_1 + qb_2}\right)^2 + \left(\frac{pc_1' b_1 + qc_2' b_2}{pb_1 + qb_2}\right)^2} = \\ = \sqrt{\frac{(pm_1' b_1 + qm_2' b_2)^2 + (pc_1' b_1 + qc_2' b_2)^2}{pb_1 + qb_2}}$$

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{pc_1'b_1 + qc_2'b_2}{pm'b_1 + qm_2b_2}.$$

Покажем, как в данном случае можно найти c_0' и m_0' графически и, следовательно, построить по ним вектор диаграммы. Удобнее начать с отыскания слагающей c_0' .

Из сказанного следует, что

$$c_0'b_0 = \frac{pc_1'b_1 + qc_2'b_2}{p+q}.$$

Отложим (фиг. 49) на оси SA от вершины S длину Sk , равную единице в масштабе диаграммы основной числовой характеристики, т. е. в том, в котором мы откладываем величины a и b основной характеристики. На оси SB отложим величины $SK_1 = b_1$ и $SK_2 = b_2$ и построим отрезок $SK_0 = b_0$, т. е. параметру смеси; это построение легко сделать, разделяя K_1K_2 в отношении $p : q$. Соединим теперь точку k с точками K_1 и K_2 .

Отложим на оси SA отрезки $Sl_1 = c_1'$ и $Sl_2 = c_2'$.

Проведем из l_1 линию, параллельную kK_1 , и из точки l_2 линию, параллельную kK_2 . Эти линии пересекутся между собой в точке R , а с осью SB — соответственно в точках L_1 и L_2 .

Из чертежа видно, что $SL_1 : Sl_1 = SK_1 : Sk$, или

$$SL_1 = \frac{SK_1 \cdot Sl_1}{Sk}.$$

Подставляя значения Sl_1 , SK_1 , Sk , получим, что $SL_1 = c_1'b_1$, причем длина SL_1 измеряется в тех же единицах, в каких мы отложили величину Sl_1 .

Подобным же образом $SL_2 : Sl_2 = SK_2 : Sk$, откуда

$$SL_2 = \frac{SK_2 \cdot Sl_2}{Sk},$$

или после подстановки соответствующих величин: $SL_2 = c_2'b_2$.

Проведем через точку R линию L_0R , параллельную kK_0 .

В подобных треугольниках K_1kK_2 и L_1RL_2 , стороны которых расположены параллельно, соответственно параллельные линии kK_0 и RL_0 разделяют стороны K_1K_2 и L_1L_2 в одинаковых отношениях. Поэтому, если

$$SK_0 = \frac{pSK_1 + qSK_2}{p+q}, \text{ то } SL_0 = \frac{pSL_1 + qSL_2}{p+q}.$$

Подставляя найденные выше значения SL_1 и SL_2 , мы получим

$$SL_0 = \frac{pc_1'b_1 + pc_2'b_2}{p+q}.$$

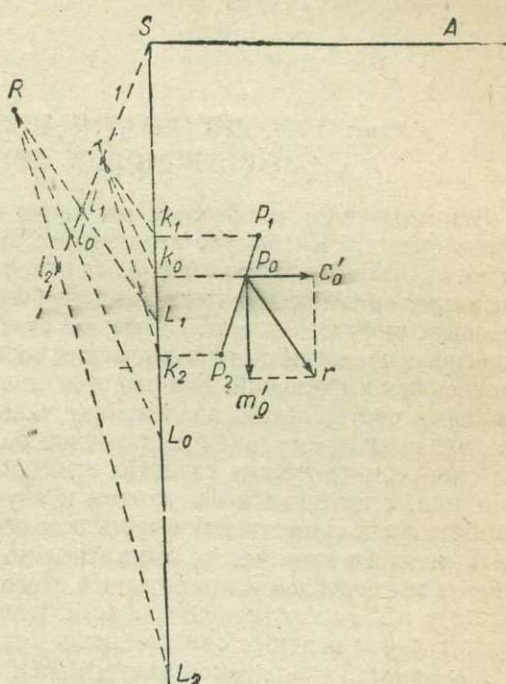
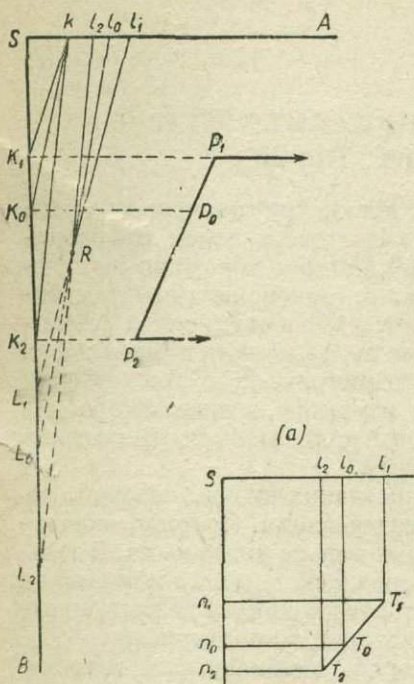
С другой стороны, из подобия треугольников SL_0l_0 и SK_0k видно, что $SL_0 : Sl_0 = SK_0 : Sk$ и, следовательно (так как $Sk = 1$) $SL_0 = SK_0$. Sl_0 Но $SK_0 = b_0$. Подставляя это значение в написанное выше выражение, мы видим, что $Sl_0 = c_0'$, при котором

$$c_0'b_0 = \frac{pc_1'b_1 + qc_2'b_2}{p+q}.$$

Все построения, которые мы производили для отыскания величины c_0' , мы могли бы сделать, откладывая отрезки Sk , Sl_1 и Sl_2 не по оси SA вправо от S , а по оси SC влево от этой точки, если бы это было удобнее для построения на чертеже. Наконец, если бы ни то, ни другое расположение точек не оказалось удобным, то вместо осей SA и SC мы могли бы взять любое направление линии, проходящей через точку S , на котором можно откладывать отрезки $Sk = 1$, $Sl_1 = c_1'$ и $Sl_2 = c_2'$. Такое построение сделано на

фиг. 50, где сохранены те же буквенные обозначения соответствующих точек, как и на фиг. 49, так что все изложенные выше рассуждения приложимы и к фиг. 50 и она понятна без дальнейших пояснений.

Заметим, кроме того, что отрезки Sl_1 и Sl_2 мы можем откладывать в любом для нас удобном масштабе и в том же масштабе получим величину отрезка Sl_0 . Из построения видно, что проводить линии RL_1, RL_2, RL_0 , показан-



Фиг. 49. Построение векторов на плоскости AB для состава смеси.

Фиг. 50. Другой способ построения вектора состава смеси на плоскости ASB .

ные на чертеже фиг. 49 пунктиром, нам даже нет необходимости. Достаточно провести l_1R и l_2R до их пересечения в точке R .

Величину m_0' мы могли бы построить совершенно таким же образом, как мы строили величину c_0' , но из формул

$$m_0' = \frac{m_1'(pb_1) + m_2'(qb_2)}{pb_1 + qb_2} \quad \text{и} \quad c_0' = \frac{c_1'(pb_1) + c_2'(qb_2)}{pb_1 + qb_2}$$

легко получить такое равенство

$$\frac{[c_2' - c_0']}{[c_0' - c_1']} = \frac{[m_2' - m_0']}{[m_0' - m_1']}$$

а из него следует, что, найдя c_0' , мы можем очень просто графически найти m_0' , не повторяя того построения, какое мы делали для отыскания c_0' . Для этого поступим так (фиг. 49а). Пусть мы по предыдущему нашли величину $c_0' = Sl_0$ по данным $Sl_1 = c_1'$ и $Sl_2 = c_2'$; отложим $Sn_1 = m_1'$ и $Sn_2 = m_2'$. Проведя параллельно осям координат вертикальные линии через l_1 и l_2 и горизонтальные через n_1 и n_2 , получим точки пересечения T_1 и T_2 . Соединив их прямой и проведя вертикальную линию через l_0 , найдем точку T_0 , а проведя через нее горизонтальную линию, найдем точку n_0 такую, что отрезок Sn_0 будет искомым m_0' . Это непосредственно видно из того, что точка n_0 делит отрезок n_1n_2 в том же отношении, как l_0 делит отрезок l_1l_2 , а это нам и надо было сделать.

Глава VIII. СИСТЕМАТИКА ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В предыдущем изложении мы выбирали метод, при помощи которого можно было бы множество химических анализов горных пород отобразить в таком другом множестве числовых отношений, которое выражало бы главные характерные особенности химизма более ясно, чем они видны в непосредственных цифрах анализа. Далее мы стремились выработать метод геометрического представления химических составов пород, данных в форме вновь полученных выражений. Выбрав этот способ геометрического рассмотрения числовых соотношений, подлежащих нашему изучению, в виде построения некоторых диаграмм, мы с достаточной полнотой должны были рассмотреть главные геометрические свойства этих диаграмм.

Метод, с которым мы подходим к изучению каких-нибудь явлений, составляет очень существенную часть всякого исследования. Поэтому изложению принятого нами метода было отведено сравнительно много места. В дальнейшем мы перейдем к приложению этого метода к систематике химических составов и к рассмотрению свойств разных совокупностей изверженных горных пород в целях обнаружить в них некоторые закономерности.

Мы видели, что главной задачей всех авторов, занимавшихся петрохимическими исследованиями, была задача систематики химических составов. Всякого рода числовые характеристики (формулы, параметры и т. д.) предлагались именно для целей классификации. Это вполне понятно, так как, имея дело с множеством каких-либо объектов, какими являются в данном случае химические составы горных пород и разного рода числовые характеристики этих составов, прежде всего необходимо установить какой-либо порядок, в котором мы можем обозреть все элементы такого множества. А это и ставит перед нами задачу систематики и классификации.

Когда мы заменяем множество числовых характеристик геометрическим образом в виде диаграммы, представляющей множество векторов, каждый из которых является элементом такого нового множества, то задача систематики однозначно сводится к установлению известного порядка, в котором мы можем обозреть эти геометрические элементы.

Две стороны этой задачи встают перед нами. Во-первых, надо охватить и представить векторами все разнообразие объектов; во-вторых, надо подметить существующие правильности в расположении последних. Можно было бы подойти к решению этих двух частей задачи вообще, исходя из числовых характеристик очень большого числа составов горных пород, но мы встретились бы здесь с серьезным, чисто техническим, затруднением представить на диаграмме такое большое число векторов. Трудно было бы на такой диаграмме разбираться в положении каждого из них. Поэтому для разрешения той и другой части задачи мы воспользуемся соответственно подобранным применительно к той и другой, материалом. Очевидно, что все разнообразие изверженных горных пород будет достаточно хорошо представлено, если мы ограничимся анализами всех тех пород, которые получили отдельное название от изучавших их авторов. Действительно, такие новые названия в большинстве случаев давались тогда, когда изучаемая горная порода заметно отличалась от других, изученных ранее. Можно предположить,

что сколько-нибудь значительные отличия не прошли незамеченными и были отмечены особым названием породы.

Недавно Трёгером был составлен компендиум, содержащий необходимые для наших целей сведения о химическом составе горных пород с их краткой характеристикой. Эту сводку с небольшими необходимыми исправлениями и дополнениями можно взять как основу для разрешения первой части задачи, именно для рассмотрения разнообразия изверженных горных пород. Для разрешения второй части задачи, именно для выявления закономерностей в расположении и размерах векторов на диаграмме, нет даже необходимости прибегать к очень большому числу анализов. Здесь важно не упустить самое типичное, характерное, и поэтому здесь мы возьмем за основу числовые характеристики средних типичных составов различных изверженных горных пород. Такие средние типичные составы подсчитывались рядом авторов. Расхождения в этих разных подсчетах относительно невелики, и можно остановиться на тех средних составах горных пород, которые были подсчитаны Дэли и получили широкое распространение.

РАЗНООБРАЗИЕ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ПОРОД И ИХ СИСТЕМАТИКА

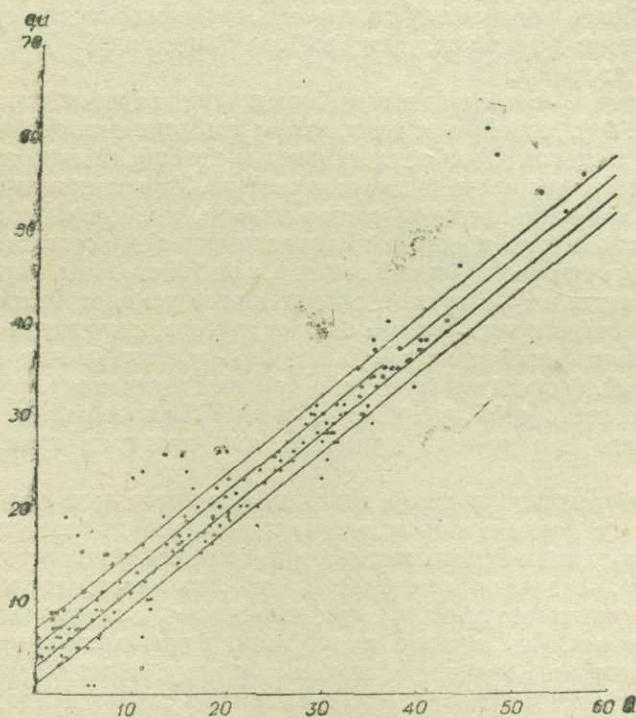
Рассмотрение разнообразия химических составов всего множества пород поможет нам в достижении двух целей: во-первых, проверки на опыте и выяснения значения тех оснований, которые были нами получены при разработке наиболее рационального способа сравнения химических составов, принятого нами; во-вторых, для выбора оснований для систематики химических составов.

Рациональные основания для выбора признаков химического состава мы искали (стр. 91), стремясь к тому, чтобы эти признаки отражали главные особенности вещественного состава породы вообще, именно такие, которые сказываются и на ее минералогическом составе. Уже приходилось не раз указывать, что минералогический состав породы, при современном состоянии знаний, не может быть просто выведен из химического состава. Классификация пород по минералогическому составу, с одной стороны, и классификация химических составов — с другой, представляют два способа классификации, до известной степени независимые один от другого, и признаки одной количественной классификации не могут еще быть выражены как функции признаков другой. Однако между теми и другими известная корреляция существует, и степень этой корреляции может быть мерой рациональности в выборе того или другого признака, как признака главного, существенного.

Если мы будем строить такие диаграммы, в которых на одной из осей координат будем откладывать величину какого-нибудь параметра числовой характеристики химического состава, а на другой — величину какого-нибудь характерного, поддающегося измерению, признака состава минералогического, то мы получим совокупность точек, выражающую связь между теми и другими признаками. Чем правильнее эти точки будут расположены, тем больше их расположение будет приближаться к ряду, образующему некоторую линию, тем полнее и закономернее зависимость между тем и другим рядом признаков. Если бы полученные таким способом точки образовали ясную линию, мы могли бы говорить о вполне закономерном явлении. На самом деле этого и не может быть и не бывает. Точки располагаются в виде некоторого роя, и это является следствием того, что расположение точек, помимо той связи между признаками, которую мы стараемся выразить на диаграмме, зависит от ряда многих причин, которые не поддаются нашему учету, о которых мы не знаем. Мы имеем дело с явлением лишь частично закономерным, частично же случайным. Исследование особенностей такого роя точек может привести к выявлению статистическим путем некоторых правильностей и некоторых связей, которые иногда можно выразить в виде эмпирической формулы.

Вот такой способ мы и применим теперь, сопоставляя разные параметры наших числовых характеристик для самых разнообразных пород с теми количественными минералогическими признаками этих горных пород, которые даются в компендиуме Трёгера. Необходимо заметить, однако, что его данные являются только приблизительными, в большинстве случаев вычисленными из химического состава при некоторых допущениях, но все же они достаточно полны и систематичны, чтобы на основании их можно было видеть, в какой мере параметры числовых характеристик отражают особенности действительного минералогического состава, хотя бы и вычисленного. Мы рассмотрим только некоторые из параметров.

Очень важной является величина параметра Q , она представляет мерило избытка или недостатка кремнекислоты в породе. В минералогическом составе избыток кремнекислоты выражается в появлении кварца, недостаток — в появлении оливина или фельдшпатидов. Для того чтобы обнаружить, в какой мере отражает величина Q эту особенность минералогического состава, мы ограничимся рассмотрением горных пород, содержащих в своем составе кварц. Число таких пород, для которых у Трёгера даны химический и минералогический составы, около 170. Воспользовавшись прямоугольными координатами и принимая за абсциссы величину Q , а за ординаты содержание кварца (qu), мы получили точки, представленные на диаграмме фиг. 51. На диаграмме видно, что точки располагаются полосой,



Фиг. 51. Корреляция между параметром Q и содержанием кварца.

более или менее сохраняющей свою ширину, причем в средней части этой полосы точки располагаются более часто. Расположение в общем имеет вид случайных уклонений от некоторой прямой линии. Если всю полосу разделить на три части, из которых каждая отвечает изменению содержания кварца, равному 2%, то ширина всей полосы, отвечающая изменению содержания кварца на 6% (от всей породы), охватит значительное большинство всех точек. Внутрь этой полосы попадает 74% всего числа точек, при-

чем они располагаются внутри трех частей этой полосы так: в средней части, отвечающей колебаниям кварца в ту или другую сторону на $\pm 1\%$, находится 57% (4/7) точек, заключенных во всей полосе, а в боковых ее частях по 21.5% (3/14). Такого рода правильное убывание от середины к краям в обе стороны указывает на случайный характер отклонений от некоторой осевой линии полосы. Мы можем провести эту осевую линию на диаграмме. Это будет прямая линия. Зависимость между содержанием кварца и величиной Q может быть выражена такой эмпирической формулой:

$$\frac{5}{6} Q + 7 > qu > \frac{5}{6} Q + 1,$$

где количество кварца qu выражено в процентном содержании в горной породе. Относительно уклонений в правильности расположения точек можно сделать такие замечания.

Прежде всего нужно принять во внимание, что, как уже было сказано, вообще мы можем говорить только о приблизительном совпадении действительного количества кварца с теми величинами, которые даются Трёгером, большей частью вычисленными из химического состава. Однако при этих вычислениях автор их стремился дать модальный (реальный) состав породы. Количество модального кварца в большинстве случаев должно быть выше «избытка кремнезема» в химическом составе, представленного величиной Q , по следующим причинам.

1. При подсчете Q мы не учитываем свободных окислов железа (рудных минералов).

2. В цветных силикатах мы не принимаем во внимание присутствие таких характерных для кислых пород минералов, как биотит и роговая обманка, содержащих менее SiO_2 , чем бисиликаты. Их присутствие также повышает содержание модального кварца.

Относительное понижение модального кварца по сравнению с Q мы будем иметь главным образом, когда избыток SiO_2 присутствует в скрытом виде, в основной массе породы. В некоторых случаях большое количество TiO_2 , которое при подсчете параметра числовой характеристики условно соединяется с SiO_2 , может привести в кислых породах к преувеличению Q относительно соответственного модального кварца.

Корреляцию между отрицательным значением $-Q$ и количеством ненасыщенных кремнеземом минералов (оливина, фельдшпатидов) мы не можем ожидать такой полной, какая для пород, пересыщенных кремнеземом, существует между $+Q$ и количеством кварца. В породах, содержащих кварц, обыкновенно количество рудных минералов невелико. В породах, содержащих оливин или фельдшпатиды, количество рудных минералов очень переменчиво. Это вызывает большие колебания в величине $-Q$, помимо тех уклонений, которые связаны с случайными причинами, зависящими, например, от присутствия значительного количества стекла, от разложенности породы и т. д. Поэтому на диаграмме точки, определяемые координатами $-Q$ и величиной, представляющей недостаток SiO_2 , необходимый для превращения оливина в гиперстен и фельдшпатидов в щелочной полевой шпат, располагаются широкой полосой, обнаруживая только общую тенденцию, отражающую зависимость этих величин.

Обратимся к рассмотрению того, как отражены особенности минералогического состава в параметрах основной числовой характеристики ($acbs$).

1. Очевидно, существует корреляция между величиной параметра a , с одной стороны, и относительным количеством щелочных полевых шпатов и фельдшпатидов — с другой. Для сопоставления этих величин за количество щелочного полевого шпата надо принимать, очевидно, сумму калиевого полевого шпата и альбитовой составной части плагиоклаза. Так как в фельдшпатиде содержится больше щелочей, чем в полевых шпатах, то, очевидно, отношение количества фельдшпатидов к величине параметра a будет меньше, чем отношение количества полевого шпата к величине параметра a при

одинаковом содержании щелочей в валовом составе. Поэтому, если мы построим диаграмму, приняв за абсциссу величину a , а за ординату — количество щелочных алюмосиликатов, не делая различия между щелочными полевыми шпатами и фельдшпатами, то мы можем ожидать, что эта диаграмма будет иметь такой характерный вид. На ней мы, прежде всего, увидим относительно густую полосу точек, отвечающую корреляции щелочных полевых шпатов и параметра a в породах, не содержащих фельдшпатов. От этой полосы точек мы должны увидеть отклонения и при этом асимметрично только в одну сторону. Эти отклонения обуславливаются появлением в минералогическом составе породы фельдшпатов. Ясно также, что эти отклонения должны быть в сторону уменьшения отношения количества щелочных алюмосиликатов и величины параметра a .

Обращаясь к фиг. 52, мы действительно видим все эти характерные особенности диаграммы, которые мы могли заранее предвидеть. Заметим при этом, что густота полосы точек, отвечающих не содержащим фельдшпатов породам, должна быть преуменьшена на диаграмме вследствие того обстоятельства, что мы для построения диаграммы воспользовались анализами пород, получивших особые названия. Для более редких фельдшпатовых пород, привлекавших особое внимание петрографов, число особых названий непропорционально велико по сравнению с их распространением.

Из диаграммы можно вывести следующие приблизительные эмпирические числовые соотношения между количеством щелочных алюмосиликатов в породе (F) и величиной параметра a . Для полосы наиболее густого расположения точек центральной осью является линия, для которой $F = 4a$. От этой линии точки постепенно рассеиваются в сторону линии $F = 3a + 5$.

2. Еще более определенное соотношение мы будем иметь, очевидно, между величиной параметра c и количеством анортитовой составной части в плагиоклазе, которую легко вычислить из состава плагиоклаза и его общего количества в породе.

На диаграмме фиг. 53 на абсциссе отложена величина c , на оси ординат — количество анортитовой (an) составной части, вычисленной из состава модалного плагиоклаза и его номера. Мы видим, что точки располагаются полосой, постепенно рассеиваясь к ее краям. Статистический характер этой правильности очевиден. Если выделить среднюю часть этой полосы где точки расположены наиболее часто, так, как это показано на диаграмме двумя ограничивающими эту часть полосы прямыми, то внутри средней части окажется 70% точек (из всего числа 400); сверху этой полосы оказывается 8% и снизу 22% всего числа точек. Условие, которому удовлетворяют точки внутри полосы, может быть выражено такой формулой,

$$3.7(c+1) > an > 3.7(c-1),$$

или, округляя,

$$3.7c + 4 > an > 3.7c - 4.$$

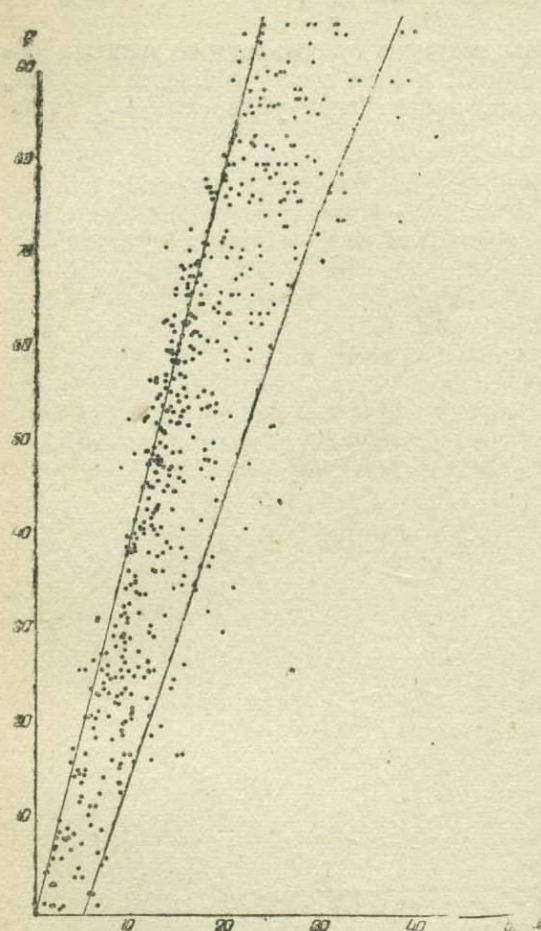
Уклонение точек от линейного расположения зависит главным образом от того, что не весь глинозем распределяется между щелочными алюмосиликатами и анортитом, как это допускается условно в подсчете нормы. Часть глинозема входит в цветные минералы, и тогда, естественно, количество анортита будет меньше, чем в нормальном составе. Поэтому более обычным будет уклонения в сторону меньшего количества an , т. е. книзу от полосы наиболее густого расположения точек, как мы и видим это на нашей диаграмме.

В щелочных породах, где часть щелочей входит в цветные минералы, могут получиться уклонения вверх. В ту же сторону сдвигаются точки для пород, подвергшихся разложению и относительному обогащению вследствие этого глиноземом, если при расчете минералогического состава не принимается во внимание это разложение.

3. Параметр b выражает относительное количество атомов, характерных для фемических составных частей горной породы. Поэтому, очевидно, дол-

жна быть прямая зависимость между параметром b и относительным содержанием цветных минералов.

Последний признак минералогического состава количественно выражается величиной «цветного индекса», введенного Шендом, — CI . Интересно, поэтому, с указанной выше точки зрения посмотреть на корреляцию между



Фиг. 52. Корреляция между параметром a и содержанием полевых шпатов и фельдшпатов (F).



Фиг. 53. Корреляция параметров c и содержание анортитовой части в плагиоклазе (an).

CI и величиной b . Эта корреляция изображена диаграммой фиг. 54. По одной оси координат отложена величина b , по другой — CI для разнообразных изверженных горных пород. Рассмотрение расположения точек диаграммы показывает такие особенности.

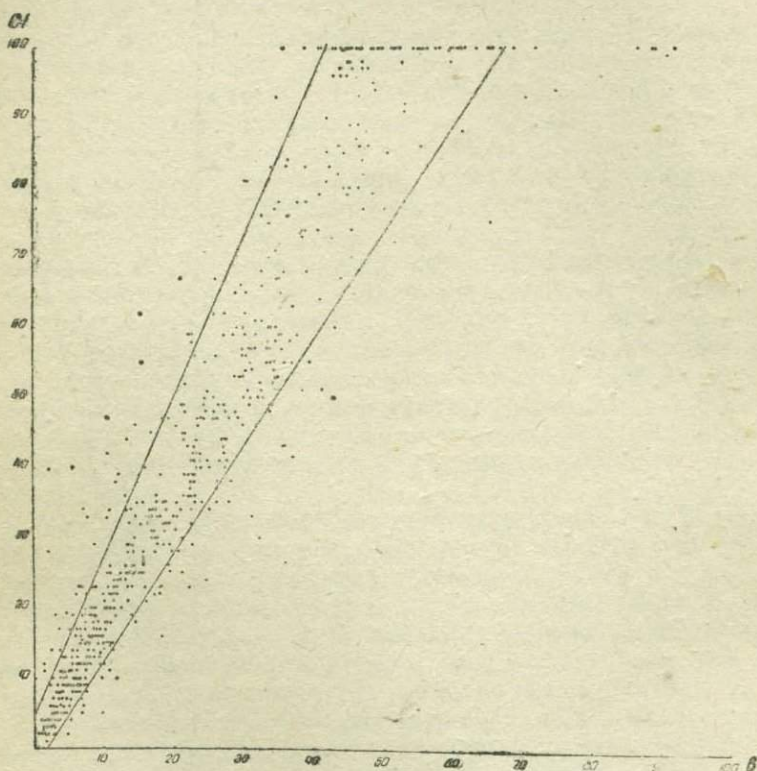
Точки располагаются полосой вдоль прямой линии, проходящей через начало координат, причем эта полоса точек расширяется по мере удаления от начала координат. Наклон осевой линии этой полосы приблизительно можно определить отношением $CI:b=100:55$. Если ограничить эту полосу двумя прямыми, как это сделано на диаграмме, то окажется, что из всего числа около 680 точек внутрь полосы попадут 86%; выше ее — около 8% и ниже — 6%. Всего около 2% отвечает случаям, когда $b > CI$. Условие того, чтобы точка на нашей диаграмме попала внутрь указанной полосы, может быть выражено в таком виде:

$$\frac{b+2}{0.44} > CI > \frac{b-2}{0.66},$$

или, округляя, и в более удобном для запоминания виде будем иметь приблизительную формулу

$$\frac{9}{4}b + \frac{9}{2} > CI > \frac{6}{4}b - \frac{6}{2},$$

где все выражено в процентах. Мы видим из диаграммы и из написанного выражения, что корреляция между CI и b не такая совершенная, как, например, между qi и Q . Причины, вызывающие отклонения в распо-



Фиг. 54. Корреляция параметра b и содержания цветных минералов в породе (цветного индекса Шенда — CI).

жении точек на диаграмме, главным образом заключаются в следующем.

1. Если окислы железа вместо силикатов входят в породу в виде магнетита, это относительно уменьшает CI.

2. Когда в цветные минералы входит глинозем (слюды, частью амфиболы), то это одновременно понижает количество полевых шпатов или фельдшпатидов и, увеличивая количество цветных минералов, повышает CI.

3. Резко повышает CI присутствие мусковита или эпидота, которые причисляют к цветным минералам.

4. Понижает CI присутствие эгирина и других щелочных цветных минералов.

5. В неполнокристаллических породах, вследствие неполного определения CI, эта величина не может быть вообще сравнена с b .

4. Связь между параметром s и содержанием SiO_2 (весовым) в породе очевидна. Достаточно напомнить выражение для s в таком виде:

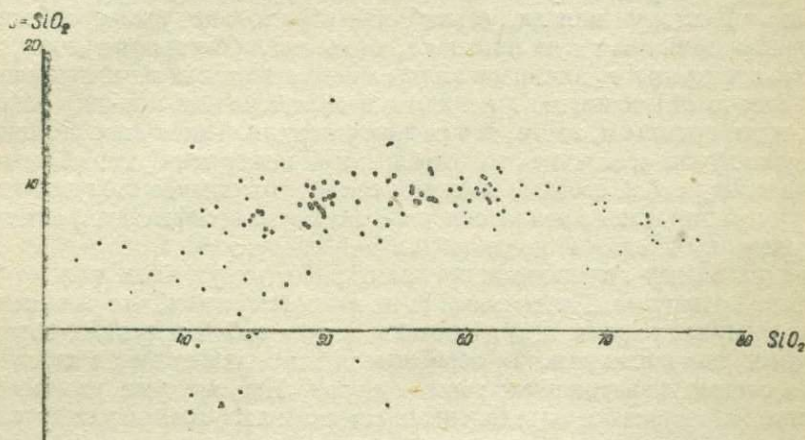
$$s = \frac{1000 \cdot 100}{N} \cdot \left(\frac{\text{SiO}_2}{60} + \frac{\text{TiO}_2}{80} \right),$$

где $N = A + C + B + S$, получаемое при вычислении характеристики (стр. 95)

Отсюда
$$s = \left(\text{SiO}_2 + \frac{3}{4} \text{TiO}_2 \right) \frac{1000}{N} \cdot \frac{10}{6}.$$

Число N может быть выражено при помощи параметров числовой характеристики (стр. 100). Вообще оно колеблется в пределах около 1250—1950, чаще имея значение в пределах от 1430 до 1490. Поэтому s вообще больше, чем SiO_2 , и только редко меньше. Если взять разность $(s - \text{SiO}_2)$, то она различна для разных пород в зависимости от величины N , а так как последняя тоже связана с величиной SiO_2 , то можно эмпирически выразить зависимость s или, все равно $(s - \text{SiO}_2)$ от величины SiO_2 . Величина $s - \text{SiO}_2$ очень мала, иногда даже отрицательна для пород основных (35—45% SiO_2), пределы здесь сильно колеблются. Затем при SiO_2 от 45—55% она повышается и колеблется меньше (в пределах большей частью до 7—12, редко давая исключения). Наибольшее значение (в пределах 7—12) эта разность имеет для величин $\text{SiO}_2 = 55—65\%$, а затем для более кислых пород она опять уменьшается (до 6—8).

На диаграмме фиг. 55 представлена эта зависимость, причем мы воспользовались для этого средними составами пород (по Дэли).



Фиг. 55. Связь параметра S и содержания SiO_2 (весового).

Исследование коррелятивности, существующей между особенностями модального (реального) минералогического состава и параметрами нашей числовой характеристики, имеет и более общее значение, характеризуя вообще степень корреляции между модальным составом и нормой. Действительно, при вычислении нормы отклонения от реального состава главным образом обусловлены той же самой условностью при разделении извести на полевошпатовую и свободную, которая лежит в основе вычисления нашей числовой характеристики.

Мы видим довольно грубую корреляцию признаков минералогического состава и признаков чисто химических, но все же самый факт этого соответствия и то обстоятельство, что в огромном большинстве случаев уклонения точек на наших диаграммах легко и понятно объяснимы из особенностей минералогического состава, показывает, что выбранный способ характеристики химического состава, несмотря на его простоту, достаточно отражает общий облик вещественного состава породы.

Выбирая способ характеристики химического состава, мы, как уже отмечалось, должны, однако, исходить только из этого состава, не принимая признаков горной породы другого рода.

Классификация химических составов может быть основана только на признаках, заключающихся в самих химических составах: иначе она не будет именно их классификацией. Наиболее важные признаки химизма, как мы видели, и дают числовые характеристики. Поэтому-то все авторы, ставившие перед собой задачу систематики химических составов (хотя бы они не совсем правильно и называли ее систематикой горных пород по химическому составу), должны были обращаться для этой цели к тем или другим таким характеристикам, представлявшимся им наиболее рациональными.

СИСТЕМАТИКА СОСТАВОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Первая неременная задача, когда мы подходим к систематике и классификации химических составов пород (или, все равно, вообще каких угодно однородных объектов), заключается в том, чтобы перенумеровать как-то все отдельные анализы (или вообще предметы), которые мы хотим расположить в порядке нашей классификации. Если бы мы могли расположить все анализы в один ряд по какому-нибудь одному признаку, то эта задача была бы простой, но мы видели, что надо принимать во внимание несколько разных признаков для того, чтобы представить главные особенности химизма горной породы, и при этом для разных групп пород то один признак, то другой приобретает большее значение. Поэтому нельзя ограничиваться только одним признаком.

Если бы взять два таких признака, то мы могли бы графически представить всю совокупность анализов в виде множества точек на плоскости, разделить как-то эти точки по группам и в определенном порядке перенумеровать и эти группы и, затем, точки внутри групп. Такой способ может, конечно, уже лучше обеспечить то, что близкими номерами будут обозначаться сходные между собой составы. Однако, так как признаков больше, чем два, такая нумерация еще не решит основной задачи классификации, она должна быть только необходимой предварительной операцией.

Границы между отдельными группами точек могут быть только искусственными границами. Постоянный опыт показывает нам, что различные виды изверженных горных пород связаны между собой переходами в самых различных направлениях. В особенности это имеет место для химического состава изверженных горных пород. Иддингс уже давно обратил внимание на отсутствие определенных естественных границ между разными группами изверженных горных пород и на то, что в силу этого классификация таких горных пород в отношении определения границ между отдельными классами непременно будет искусственной. Поэтому и при решении стоящей перед нами предварительной задачи перенумеровать химические составы горных пород, которые мы хотим исследовать, мы не должны смущаться тем, что нам придется проводить некоторые искусственные границы между отдельными группами и самые признаки для выделения этих групп выбирать в известной мере условно, помня лишь об одном, чтобы это были характерные признаки.

Мы однозначно представили множество анализов при помощи множества векторов в пространстве. Как будто задача сводится к тому, чтобы перенумеровать это множество векторов, но сразу же мы сталкиваемся с неизбежным вопросом: в каком же направлении мы будем переходить от одного вектора к другому, а так как все векторы занимают некоторую часть пространства, в котором имеется бесконечное число направлений, то ясно, что задача перенумеровать векторы не такая простая и требует, чтобы мы условились относительно каких-то определенных приемах для ее решения.

Для этой цели удобно разбить все множество анализов, исходя из осо-

бенностей числовых характеристик, и вместе с тем разделить и множество векторов на группы, пользуясь для этого сравнением наиболее характерных признаков. Как мы сейчас увидим, для этой цели удобно воспользоваться не непосредственно параметрами числовой характеристики, а некоторыми производными параметрами.

Очень характерным признаком является величина Q , но она имеет неодинаковое значение для пород разных групп. Для кислых пород, пересыщенных SiO_2 , это бесспорно самый характерный признак; для пород насыщенных, где Q невелико, гораздо резче сказываются на облике породы различия в характере силикатных составных частей, что отражено в числовой характеристике химического состава отношением $a:c$. В породах, недосыщенных кремнекислотой, недостаток SiO_2 может быть связан или с появлением оливина, или с появлением фельдшпатидов. Поэтому при большом абсолютном значении $-Q$ разница в его абсолютной величине не может быть характерным признаком. Для группы насыщенных пород, кроме отношения $a:c$, так же как и для пород с недостатком кремнекислоты, очень важным признаком является величина b , лучше других параметров отражающая относительное количество феррических и силикатных составных частей породы (colour index CI).

Для того чтобы перенумеровать в определенном порядке химические составы горных пород так, чтобы близкие номера обозначали более или менее близкие составы, мы условно примем такую схему. Все анализы расположены по двум признакам: по величине Q и по величине $a:c$. Тогда это расположение можно выразить в виде плоской диаграммы фиг. 56. По вертикали отложена величина $\pm Q$,

на горизонтали величина $a:c$, вертикальными и горизонтальными линиями можно изобразить границы отдельных групп пород и перенумеровать эти группы в определенном порядке. Химические составы, попадающие в каждую из таких групп, мы перенумеруем по одному какому-нибудь из признаков, который для этой группы является более характерным. Такими признаками являются, с одной стороны, те же величины Q и $a:c$, а с другой, для некоторых групп, — величина b . Возможная схема подразделения представлена в форме таблицы (стр. 154). Внутри каждого из подразделений отдельные составы располагаются по убыванию параметров Q или $a:c$, что обозначено указанием на тот или другой параметр в скобках.

Границы подразделения условны; они выбраны нами так, чтобы по мере возможности отразить и общепринятую минералогическую систематику горных пород. Поэтому в разных классах для границ групп пришлось

| b | | c | | группы | | a класс | |
|-----------|----|-----|----|--------|---|-----------|----------|
| 1 | | | | | | | |
| | | | | | | 1 | $Q = 50$ |
| | | | | | | | +40 |
| 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | | 2 | +30 |
| | | | | | | | +20 |
| 7 | 8 | 9 | 10 | | 3 | +10 | |
| 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | | 4 | $Q = 0$ |
| | | | | | | | |
| 16 | 17 | 18 | 19 | | 5 | -10 | |
| 20 | 21 | 22 | 23 | | 6 | -20 | |
| $Q = -30$ | | | | | | | |

Фиг. 56. Графическая схема классификации химических составов горных пород для расположения их в таблице.

**СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД**

- Класс 1. $Q > 45$. Сильно пересыщенные SiO_2 породы.
 Группа 1. — (Q).
- Класс 2. $45 > Q > 15$. Пересыщенные SiO_2 породы. — (Q).
 Группа 2. $c = 0$ или \bar{c} . Пересыщенные щелочами. — (Q).
 „ 3. $a : c > 7 \dots$ Богатые щелочами. — (Q).
 „ 4. $7 > a : c > 4$. Умеренно богатые щелочами. — (Q).
 „ 5. $4 > a : c > \frac{5}{2}$. Бедные щелочами. — (Q).
 „ 6. $\frac{5}{2} > a : c \dots$ Очень бедные щелочами. — (Q).
- Класс 3. $15 > Q > 6$. Слабо пересыщенные SiO_2 породы.
 Группа 7. $c = 0$ или \bar{c} . Пересыщенные щелочами. — (Q)
 „ 8. $a : c > 3 \dots$ Богатые щелочами. — (Q).
 „ 9. $3 > a : c > \frac{3}{2}$. Бедные щелочами. — (Q).
 „ 10. $\frac{3}{2} > a : c \dots$ Очень бедные щелочами. — (Q).
- Класс 4. $+6 > Q > -6$. Насыщенные SiO_2 породы.
 Группа 11. $c = 0$ или \bar{c} . Пересыщенные щелочами — (Q).
 „ 12. $a : c > 7 \dots$ Богатые щелочами.
 Подгруппа а. $b < 15$. Лейкократовые. — (a:c).
 „ б. $b > 15$. Мезократовые. — (a:c).
 Группа 13. $7 > a : c > \frac{5}{2}$. Умеренно богатые щелочами.
 Подгруппа а. $b < 20$. Лейкократовые. — (a:c)
 „ б. $b > 20$. Меланократовые. — (a:c).
 Группа 14. $\frac{5}{2} > a : c > \frac{3}{2}$. Бедные щелочами.
 Подгруппа а. $b < 20$. Лейкократовые. — (a:c).
 „ б. $b > 20$. Меланократовые. — (a:c).
 Группа 15. $\frac{3}{2} > a : c \dots$ Очень бедные щелочами.
 Подгруппа а. $b < 45$. Лейко-меланократовые. — (a:c).
 „ б. $b > 45$. Голомеланократовые. — (a:c).
- Класс 5. $-6 > Q > -15$. Слабо насыщенные SiO_2 породы.
 Группа 16. $c = 0$ или \bar{c} . Пересыщенные щелочами.
 „ 17. $a : c > 7 \dots$ Богатые щелочами.
 Подгруппа а. $b < 20 \dots$ Лейкократовые. — (a:c).
 „ б. $b > 20 \dots$ Меланократовые. — (a:c).
 Группа 18. $7 > a : c > 2$. Умеренно богатые щелочами. — (a : c)
 Подгруппа а. $b < 20$. Лейкократовые.
 „ б. $b > 20$. Меланократовые.
 Группа 19. $2 > a : c \dots$ Бедные щелочами.
 Подгруппа а. $b < 20 \dots$ Лейкократовые. — (a:c).
 „ б. $20 > b < 45$. Меланократовые. — (a:c).
 „ в. $b > 45 \dots$ Голомеланократовые. — (a:c).
- Класс 6. $Q < -15 \dots$ Ненасыщенные SiO_2 породы.
 Группа 20. $c = 0$ или \bar{c} . Пересыщенные щелочами — (Q).
 Подгруппа а. $b < 25 \dots$ Лейкократовые. — (Q).
 „ б. $25 < b < 45$. Меланократовые. — (Q).
 „ в. $b > 45 \dots$ Голомеланократовые. — (Q).
 Группа 21. $a : c > 7 \dots$ Богатые щелочами.
 Подгруппа а. $b < 25 \dots$ Лейкократовые. — (Q).
 „ б. $25 < b < 45$. Меланократовые. — (Q).
 „ в. $b > 45 \dots$ Голомеланократовые. — (Q).
 Группа 22. $7 > a : c > 2 \dots$ Щелочные породы.
 Подгруппа а. $b < 20 \dots$ Лейкократовые. — (Q).
 „ б. $25 < b < 45$. Меланократовые. — (Q).
 „ в. $b > 45 \dots$ Голомеланократовые. — (Q).
 Группа 23. $2 > a : c \dots$ Бедные щелочами.
 Подгруппа а. $b < 25 \dots$ Лейкократовые. — (Q).
 „ б. $25 < b < 45$. Меланократовые. — (Q).
 „ в. $b > 45 \dots$ Голомеланократовые. — (Q)

взять не всюду одинаковые отношения $a:c$ и величину b . Это видно на схеме деления на группы, графически представленной на фиг. 56.

Представленная на таблице схема подразделений может служить как схема классификации химических составов, полезная в том случае, когда нам надо расположить эти составы в каком-либо порядке, особенно когда число их велико.

В этом порядке сведены числовые характеристики составов пород, имеющих особые названия (на 1939 г.), в справочном пособии, изданном отдельно¹.

Для пород недосыщенных, как мы видели уже выше, можно принять за границы подразделений условия, выражаемые следующими неравенствами:

$$[-Q] > \frac{b}{2}; [-Q] > \frac{b}{2} + a; [-Q] > \frac{b}{2} + 2a; [-Q] > b + 2a.$$

Это подразделение менее искусственно, но оно менее удобно для вспомогательной цели расположения составов в некотором, хотя бы условном, порядке.

Классификация совокупностей разнообразных объектов, а в том числе и совокупности химических составов, может строиться двумя способами: или можно указывать границы между подразделениями классификации, или можно выделять характерные типы и определять направление и степень отклонения каждого из объектов от ближайшего характерного типа. Первый способ, к которому относится изложенная выше схема, применен в американской количественной классификации, ему следует также в своей системе Вольф, им пользовались и другие авторы; ко второму способу прибегает большинство авторов, занимавшихся классификацией химических составов пород, стремясь выделить характерные типы. Однако по существу и в этом случае эти характерные типы являются условными, обычно вычисляясь как средние из условно выбранных совокупностей (подмножеств) составов пород. Поэтому средние типы, подсчитанные разными авторами, обычно не совпадают между собой.

Особенно нужно отметить то обстоятельство, что составы сходных, называемых одним и тем же именем изверженных горных пород, но принадлежащих к различным естественным ассоциациям таких горных пород, часто заметно отличаются. Примеры этого мы увидим в дальнейшем. Поэтому, строго говоря, нельзя и надеяться дать какие-нибудь реальные средние составы типов, выделив их из всей совокупности изверженных горных пород. Для этого надо брать естественные ассоциации и рассматривать их сначала по отдельности, а потом сравнивать между собой.

Пока этого не сделано, мы должны смотреть на всякие такие средние типы как на условное вспомогательное средство, позволяющее упрощенно заменять целую группу сходных составов средними, приближенно выражающими главные особенности составов этой группы.

В особенности условность средних типов составов ясна в типах Ниггли, которые выводятся как средние из составов пород самых различных месторождений, взятых в относительно небольшом числе. Субъективность, условность подбора составов, из которых берутся средние, в таком случае неизбежна.

Пользуясь в дальнейшем средними составами и их числовыми характеристиками, мы не будем упускать из внимания того, что мы прибегаем к этому приему лишь для некоторого упрощения (в частности упрощения чертежа), вовсе не придавая таким средним какого-то значения реальных типов.

¹ А. Н. Заварицкий. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов, АН СССР, 1941.

ОБЩАЯ ПРАВИЛЬНОСТЬ В ИЗМЕНЕНИЯХ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Разделение всего множества химических составов на группы имело целью решение совершенно вспомогательной задачи, именно выбора порядка, каком мы можем перечислить (перенумеровать) отдельные химические анализы горных пород, взятые в большом числе и без подбора по какому-либо особому руководящему признаку. В таком порядке, например, было бы удобно располагать анализы в сборнике их для того, чтобы легко было подбирать сходные анализы с каким-либо данным. Этот вспомогательный прием, однако, еще не решает задач систематики по существу. Он не решает полностью даже задачи систематики в общей форме, заключающейся в следующем.

Для каждого взятого химического состава надо определить его положение среди всех других составов на основании тех признаков, которые мы считаем за главные, и, определивши это положение, подметить индивидуальные особенности этого состава с точки зрения других признаков, которые мы не считали первоначально за главные. При этом мы должны будем решить, может ли взятый анализ считаться похожим на другие, ранее известные, в отношении не только главных признаков, но и остальных, или он отличается чем-либо от них, а это приводит нас к важному вопросу о том, какая вообще существует связь и существует ли такая связь между теми признаками, которые мы выбрали как главные, и остальными, принимаемыми нами во внимание.

Этот основной вопрос, который совершенно естественно возникает, когда мы обращаемся к множеству химических анализов изверженных горных пород, заключается, иначе говоря, в следующем: существуют ли вообще правильности или какие-нибудь закономерности в изменении признаков химического состава во всей совокупности изверженных пород в целом? Заранее очевидно, что изменения химического состава не могут выйти за некоторые пределы, так как изверженные горные породы состоят (или могут состоять, когда они стекловатые) из смесей минералов. Это обстоятельство на нашей диаграмме выражается в том, что начальные точки векторов могут располагаться только в определенном участке на диаграмме, а именно, внутри тетраэдра $ap-qu-ne-mt$ для большинства пород, или внутри тетраэдра $qu-ac-mt-ne$ для горных пород с химическим составом, пересыщенным щелочами.

Если бы горные породы составляли смеси минералов, не подчиняющиеся никаким закономерностям, то можно было бы ожидать, что начальные точки векторов могут располагаться внутри указанного пространства без определенного порядка. Мы имели бы беспорядочный рой точек. Векторы в своей длине и направлении также не обнаруживали бы каких-нибудь правильностей, будучи ограничены только теми условиями, которые вытекают из способа их построения, т. е. они могут быть направлены в сторону нижних двух квадрантов и должны помещаться внутри вспомогательных треугольников $c'f'm'$ или $a'f'm'$.

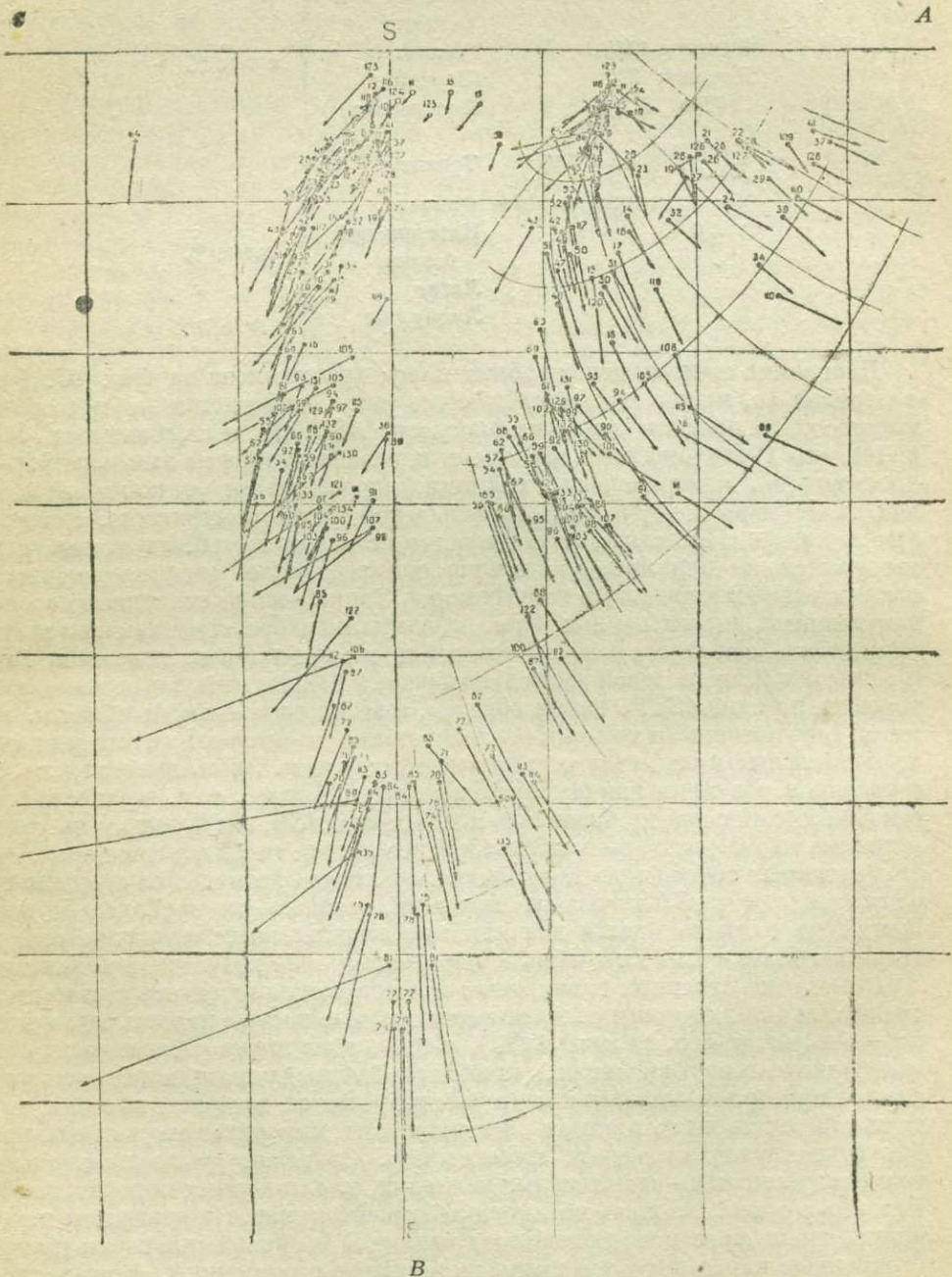
На самом деле, если мы возьмем диаграмму для изверженных горных пород, мы увидим, что векторы на ней располагаются иначе, обнаруживая совершенно очевидные закономерности и в своем положении, и в величине и направлении. Чтобы показать это, нет даже надобности, как уже говорилось выше, строить векторы для очень большого числа горных пород. Наоборот, вследствие обилия векторов такой чертеж был бы мало удобен для обозрения; мы воспользуемся сейчас диаграммой, на которой мы ограничимся нанесением векторов для средних составов типов изверженных горных пород. Такие средние составы подсчитывались разными авторами. Мы воспользуемся теми, которые были подсчитаны Дэли.

При рассмотрении диаграммы необходимо принять также во внимание относительную распространенность горных пород. Как подсчитывали Дэли, Нопф и др., относительное распространение горных пород может быть представлено такими цифрами (в %):

| | | |
|------------------------------|---------------------|--------------|
| Граниты 23% | Анортозит | } десятиые % |
| Андезиты 24% | Монцонит | |
| Базальты 21% | Перидотит | |
| Гранодиорит 12% | Нефелиновый сиенит | } сотые % |
| Риолиты 12% | Тералит | |
| Диориты 2% | Шонкинит | |
| Габбро 5.2% | Пироксенит | |
| Диабаз } по 0.5% | Трахиты | } сотые % |
| Дацит } | Фонолит | |
| Сиениты несколько менее 0.5% | Нефелиновый базанит | |
| | Латит | |
| | Лимбургит | |

Диаграмма средних типов горных пород представлена на фиг. 57. Рассматривая ее, можно видеть следующие две особенности в положении векторов. На проекциях как на плоскости ASB , так и на плоскости SCB видно, что 1) векторы или, точнее, их начальные точки не занимают всего пространства, ограниченного крайними фигуративными точками минералов, 2) они неравномерно распределены в той части пространства, которую они занимают. Последнее обстоятельство становится особенно ясным, если мы примем во внимание указанную относительную распространенность разных типов изверженных горных пород. Такие распространенные породы, как граниты, диориты и андезиты, базальты и габбро, представлены векторами, расположенными в левой краевой части проекции на плоскости ASB и с наружной также левой части дугообразной полосы начальных точек векторов на проекции SCB . Таким образом, в этой краевой части области, занятой фигуративными точками (соответственно и векторами), сосредоточено наибольшее количество составов горных пород. Здесь имеется как бы сгущение в рое точек или векторов, а двигаясь вправо, т. е. в направлении оси SA , вместе с тем приближаясь к плоскости ASB , мы будем иметь фигуративные точки и векторы все более и более редких типов горных пород. Рой фигуративных точек (и векторов) довольно резко ограничен со стороны, обращенной к ребру SB тетраэдра проекции, и здесь он наиболее сгущен. В этой же части находятся два наиболее значительных сгущения, отвечающие наиболее распространенным породам, именно гранитам и базальтам.

Среди искусственных силикатных сплавов можно встретить составы и за пределами тех, которыми обладают естественные горные породы. Мы можем получить, например, сплавы $MgSiO_3$ и SiO_2 , взяв эти составные части в самых различных соотношениях, и при благоприятных условиях получить кристаллы минералов, каждый из которых встречается в горных породах, но в этих горных породах в таком сочетании эти минералы не встречаются. Не существуют кварцевые пироксениты. От точки ru на диаграмме к точке qu мы можем в естественных условиях, т. е. в горных породах, перейти не по прямой, но лишь по некоторой кривой линии. На диаграмме также видно, что по мере приближения к вершине S фигуративные точки распространенных пород в то же время уклоняются в сторону A . Можем заметить дальше, что наибольшее удаление фигуративных точек от плоскости SAB , т. е. наибольшая величина c находится в средней части роя точек или векторов.



Фиг. 57. Диаграмма средних составов изверженных горных пород, вычисленных Дзели. Числовые характеристики даны в приложении под соответствующими номерами. Тонкие линии на проекции *BSA* выражают закономерность в изменении направления и длин векторов.

Все эти особенности определенно показывают, что мы имеем дело не со случайным расположением точек и, следовательно, не случайными изменениями химического состава горных пород вообще. Эти особенности диаграммы требуют своего объяснения, и они могут быть объяснены лишь теми процессами дифференциации, которыми вызывается разнообразие в составе изверженных горных пород.

Совершенно очевидные закономерности мы видим и в направлении и длине векторов. Векторы распределяются на диаграмме тоже не беспорядочно, а в общем изменяют постепенно свою длину и направление в зависимости от их положения на диаграмме. Изменение длины и направления векторов, в зависимости от их положения, выражает один из основных эмпирических законов химизма изверженных горных пород, который связывает характер фемических составных частей породы с ее главными особенностями, заключающимися в отношении силикатных и фемических составных частей, кислотности и характере алюмосиликатовой составной части. Другими словами, диаграмма устанавливает корреляцию между теми особенностями химизма горной породы, которые выражаются, с одной стороны, в основной числовой характеристике, а с другой — в дополнительных характеристиках. Она дает вполне определенные, количественно выраженные соотношения между этими существенными особенностями химизма горной породы, хотя эти соотношения пока и не могут быть даны в виде какой-нибудь формулы.

Рассматривая проекции векторов на плоскости *SAB*, мы видим, что по направлению движения кверху длина векторов уменьшается, а по мере движения вправо направление векторов делается более пологим. Первое указывает на обогащение железом фемической составной части с возрастанием кислотности породы. Если абсолютное количество железа больше в основных породах, чем в кислых, то, наоборот, относительное его количество в железисто-магнезиальных частях увеличивается в более кислых породах.

Более пологое направление векторов свидетельствует об относительном обеднении магнезией и увеличении относительного содержания свободной извести. Эти признаки характерны, как мы видим, для щелочных пород. Не следует, однако, забывать, что «свободная известь», определяемая в числовой характеристике по расчету, еще не обозначает того количества извести, которое заключено в реальных цветных минералах в породе. Если, например, в породе присутствует щелочной цветной минерал совместно с плагиоклазом, то при расчете числовой характеристики, соединяя щелочные элементы в первую очередь с алюминием, мы тем самым переводим известь реального плагиоклаза в свободную известь числовой характеристики (отнимая Al от Ca - плагиоклаза). Поэтому может получиться, что $c' > m'$, чего в реальных минералах изверженных пород не бывает.

В самой верхней, наиболее близкой к вершине *S*, части роя векторов мы видим распространенный поворот их влево, т. е. появление химических составов, пересыщенных глиноземом. В отношении минералогического состава это связано с появлением слюд в кислых породах: гранитах и др. Векторы, близкие к вертикальному направлению, с левого края средней части диаграммы, часто находят свое выражение в появлении ромбических пироксенов (например в андезитах); в щелочных породах, где векторы сильно отклоняются в вертикальном направлении, ромбические пироксены не встречаются. В самой нижней части диаграммы длинные вертикальные векторы отвечают гарцбургитам и дунитам: железисто-магнезиальные силикаты этих пород гораздо богаче магнезией, чем гиперстены андезитов.

Совершенно понятно, что существуют и должны существовать в частных случаях отклонения от общей закономерности. Но тем не менее мы имеем достаточно оснований, чтобы говорить об этой закономерности.

Изменение направления векторов в пространстве можно представить, проводя линии по направлению этих векторов, а длины векторов, — проводя

поверхности, рассекающие такие линии на отрезки, равные или пропорциональные длине векторов там, где эти поверхности пересекают линии направления векторов. Изобразить на чертеже эти поверхности и линии, проходящие в трехмерном пространстве, разумеется, невозможно; на нашем рисунке такое построение сделано на плоскости *ASB* по отношению проекций векторов на эту плоскость (фиг. 57).

Обращаясь к проекциям векторов на плоскости *CSB*, мы видим, с одной стороны, общее увеличение угла, который они образуют с вертикалью, по мере движения вверх, т. е. возрастание относительного содержания калия с увеличением кислотности; кроме этого, резко нарушая эту общую правильность, выделяются пологие и длинные векторы, характеризующие вообще богатые калием породы. Диаграмма показывает, что, повидимому, есть основание для выделения калиевого ряда пород, как это делает Ниггли.

Таким образом, представляя на диаграмме в виде совокупности векторов химические составы вообще всех типов изверженных горных пород, мы можем сразу же охватить ряд очень существенных закономерностей, выражающихся в распределении, ориентировке и размерах этих векторов. Мы поступали при этом, не вводя никаких гипотез в наше исследование; были изображены только фактические данные, и заключения о существующих корреляциях и других правильностях в разнообразии химических составов были получены чисто эмпирически из обобщения представленных фактов.

Объяснение этих закономерностей требует приложения сведений о физико-химических процессах, происходящих при образовании изверженных горных пород, и попытки в этом направлении будут даны в дальнейшем.

Те же самые правильности, которые мы заметили при рассмотрении диаграммы средних типичных составов горных пород, можно видеть и на гораздо более обширном материале. Фиг. 58 представляет диаграмму, где построены векторы, изображающие химические составы всех типов горных пород, получивших особое название.

На этой диаграмме мы видим все те же основные правильности, которые установлены из рассмотрения диаграммы фиг. 57. Векторы делаются короче, приближаясь к вершине. Они поворачиваются в направлении, обратном движению часовой стрелки, по мере того как мы переходим все более вверх и вправо. Совершенно определенно может быть подмечено появление пересыщенных глиноземом типов среди наиболее кислых пород, выделяется ряд калиевых пород.

На фиг. 58, кроме того, бросаются в глаза составы горных пород, пересыщенных глиноземом: это типы, уклоняющиеся от нормальных, например породы, содержащие корунд, и др. Вообще эта диаграмма, охватывающая не только распространенные горные породы, но и исключительные по своему составу, должна отражать в непропорционально большом количестве все исключения из общей правильности. Это в действительности мы и видим в ней.

В дальнейшем подтверждение указанных закономерностей мы увидим на целом ряде примеров естественных ассоциаций изверженных горных пород.

Глава IX. ИЗУЧЕНИЕ АССОЦИАЦИЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Кроме выяснения тех закономерностей в изменении химического состава изверженных горных пород, которые могут быть установлены из сравнения между собой многочисленных данных их химических анализов, другой основной и еще более важной задачей изучения химизма изверженных горных пород является исследование особенностей химического состава горных пород, образующих естественные ассоциации. Подобно тому, как горные породы не представляют произвольных смесей минералов, так и сами эти породы в природе не встречаются в произвольных сочетаниях.

Естественная ассоциация горных пород, т. е. совокупность горных пород, связанных так или иначе в своем происхождении, определяется территорией, на которой эти породы встречаются, и геологическими условиями их нахождения. В различных местах земного шара могут повторяться сходные между собой ассоциации горных пород. Их сравнение и сопоставление приводят к понятию типов петрографических провинций, петрографических формаций, родственных групп (Sippe, kindred) или ветвей (Stamm) и т. д. Такие понятия являются уже обобщением фактических данных, и рациональные методы сравнения и сопоставления химических особенностей естественных ассоциаций горных пород могут и должны явиться одним из главных средств при установлении этих понятий.

В таком рассмотрении химизма ассоциаций горных пород мы здесь ограничимся только новейшими изверженными породами, главным образом вулканическими.

Совершенно естественно, что, занимаясь изучением естественных ассоциаций горных пород, многие ученые предлагали различные способы графического изображения разнообразия в химическом составе пород, образующих эти естественные ассоциации. Однако мы видели уже, что в применявшихся способах графического изображения или более или менее ясно выражаются только некоторые из признаков химического состава, или, как это имеет место в вариационных диаграммах Харкера или Ниггли, изображение значительного числа химических составов достигается целой серией вариационных линий. Сравнение таких серий линий представляет большие трудности. Поэтому мы видим, что в целях сопоставления разных ассоциаций изверженных пород по их химическому составу прибегают к искусственным условным характеристикам этих серий.

Мы не будем подробно рассматривать употреблявшиеся разными авторами приемы, ограничившись несколькими примерами.

Очень часто, употребляя вариационные диаграммы, построенные исходя из весовых количеств (или из молекулярных и параметров, как это делает Ниггли), не идут дальше поверхностного качественного их сравнения. В других случаях из этих вариационных диаграмм стремятся найти некоторую числовую величину, характеризующую всю серию. Так, например, рассматривая эти диаграммы, можно видеть, что одни кривые под-

нимаются с возрастанием кремнекислоты, другие опускаются, при этом они пересекаются, и для разных серий точка пересечения одинаковых линий приходится в разных местах диаграммы. Это ее положение и принимается за характеристику всей диаграммы. Пикок как мы видели, за такую характеристику предлагает брать абсциссу (т. е. содержание кремнекислоты) точки пересечения кривых глинозема и извести на вариационной диаграмме Харкера. Холмс брал абсциссу точки пересечения кривых извести и суммы щелочей.

На вариационных диаграммах Ниггли характерными являются соотношения кривых изменения параметров alk и al . В случае пересечения этих кривых мы имеем появление в данной серии пород, пересыщенных щелочами. В различных сериях область появления щелочных пород, т. е. значения si , для которых $alk > al$, различны, и эта разница также считается за характеристику типа серии. Вообще для характеристики серий пород авторы, применяющие параметры Ниггли, пользуются непосредственно, кроме основных параметров этой системы, также величинами $al-alk$ и $c-(al-alk)$ и др.

Мы видели, что в параметрах Ниггли очень характерной величиной является величина qz , соответствующая нашей величине Q . Для разных серий пород величина qz переходит из положительного в отрицательное значение при различных значениях si . Далее для этих различных серий при различном значении si параметры al и fm становятся равными (это равенство Ниггли обозначает термином изофаль). Все эти признаки отличия одной серии от другой используются Ниггли для их классификации.

Необходимо отметить еще одно важное обстоятельство при оценке способа применения вариационных диаграмм для характеристики ассоциаций (серий) горных пород. Каждая кривая такой диаграммы получается при сколько-нибудь значительном числе анализов как некоторая средняя линия, проходящая внутри полосы точек, каждая из которых может в той или иной степени уклоняться от этой средней линии. Если бы мы непосредственно стали соединять последовательно одну точку за другой, то мы получили бы вместо плавной кривой для каждого окисла ломаную линию с многочисленными зигзагами. Такие ломаные линии, между прочим, давно уже применялись Иддингсом. Пример мы уже видели раньше. Говорить о пересечениях, или вообще о ходе таких ломаных линий со многими зигзагами очень трудно, и характеристика ассоциаций горных пород при помощи серий таких ломаных линий становится почти невозможной. Таким образом, замена ломаных линий или, что все равно, полос точек плавными кривыми делается необходимым вспомогательным приемом при пользовании вариационными диаграммами. Но делая эту замену, мы, во-первых, вводим произвольный искусственный прием в рассмотрение изучаемого множества химических анализов, а во-вторых, что очень важно, упускаем из вида существенную особенность этого множества, которая заключается в характере рассеяния точек.

Но и помимо этого недостатка пользование вариационными диаграммами настолько сложно, что прибегают к другому рода искусственным приемам, облегчающим сравнение химизма исследуемых ассоциаций горных пород.

Трёгер, пользуясь параметрами Ниггли, употребляет, например, такой искусственный прием. Для каждой из пород, принадлежащей к различным сериям, он берет отношение $alk : (al - alk)$, т. е. в наших обозначениях $a : 2c$; сравнивая эту величину для разных пород разных серий, он статистически находит, что наиболее частым значением этой величины является отношение 13 : 7. Затем для каждой серии он выбирает породу, обладающую этим именно значением $alk : (al - alk)$ и для этой породы

вычисляет $az = \frac{sl}{si + 100}$, что в наших обозначениях равно $\frac{s}{100 + c}$;

кроме того, он берет для той же породы величины k и $L = \frac{2a1}{100}$. Сово-

купность этих величин и характеризует по Трёгеру серию горных пород.

Как мы видим из приведенных примеров, различные авторы прибегают к совершенно искусственным, в значительной мере произвольным приемам. Совершенно понятно, что это приходится делать именно потому, что вариационные диаграммы в той форме, как они были предложены Харкером, Ниггли и др., очень неудобны для сравнения. Мы значительно упростим задачу, если прибегнем к изображению химических составов горных пород при помощи векторов, как это было изложено выше. Каждая вариационная диаграмма заменится группой векторов. Такие группы векторов можно совмещать на одной и той же диаграмме и удобно между собой сравнивать. Понятно, что те вариационные диаграммы, которые содержат в себе все те сведения о химизме горных пород, какие могут быть изображены на нашей векториальной диаграмме (диаграммы Харкера, Ниггли), т. е. являются изображениями равномогущих множеств отношений, могут послужить для вывода всех тех заключений, какие могут быть сделаны из наших диаграмм, но вывод этих заключений может быть сделан более сложным путем и не так наглядно.

При сравнении диаграмм, изображающих химизм ассоциаций горных пород, очень важным является возможность не только сравнивать эти диаграммы с точки зрения определенных их признаков, но одновременно принимать во внимание и индивидуальные особенности каждой диаграммы, которые определяют относительное значение этих признаков, их надежность и т. д. Важным является возможность, сравнивая разные ассоциации пород, одновременно видеть, так сказать, и внутреннюю структуру этих ассоциаций, т. е. положение каждой отдельной породы и отношение ее к другим членам внутри каждой ассоциации.

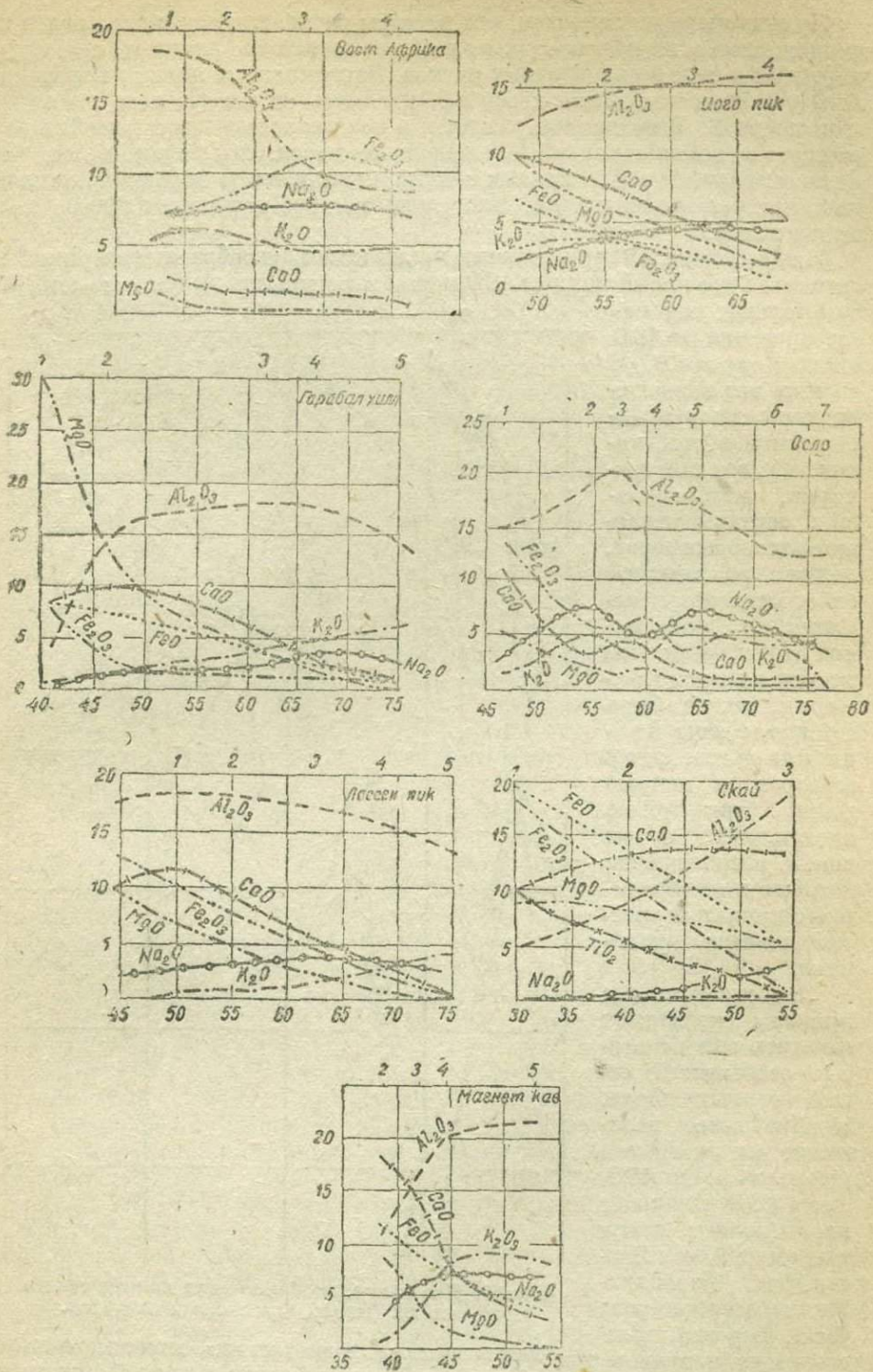
Это достижимо, когда мы пользуемся диаграммами, изображающими составы отдельных пород при помощи векторов, а химизм естественных ассоциаций горных пород — при помощи групп векторов. Но это не может быть достигнуто при употреблении вариационных линий, как это делается Харкером и Ниггли.

В дальнейшем дан целый ряд таких диаграмм, изображающих химизм пород, образующих естественные ассоциации.

На этих диаграммах отдельные подгруппы горных пород выделены при помощи разных обозначений: кружков и т. д. в начальных точках контуров. Вследствие мелкого масштаба они получились при воспроизведении в книге не всегда ясными. Приложенные в конце книги таблицы однако, позволяют читателю разобраться в случаях, когда возникают сомнения в этом отношении.

Для пояснения относительной наглядности диаграмм, изображающих составы горных пород векторами, и вариационных кривых Харкера я возьму несколько примеров, для которых Харкером были даны вариационные диаграммы в его широко известной книге *The natural history of igneous rocks*.

Нанесем на одной и той же диаграмме (фиг. 60) векторы, представляющие химические особенности всех тех пород, которые представлены на вариационных диаграммах Харкера (фиг. 59), причем соединим линиями начальные точки векторов, изображающих составы пород каждой ассоциации в отдельности. Полученные линии (которые также можно назвать вариационными линиями) вместе с векторами, начальные точки которых находятся на этих линиях, заменяют каждая отдельную вариационную диаграмму Харкера. Будучи нанесены на одной и той же диаграмме, такие вариационные линии и векторы, как уже указано, дают возможность: 1) с удобством сравнивать между собой химические особенности разных ассоциаций пород, представленные на диаграмме, и находить в них сходство или различие и 2) подметить некоторые общие свойства всех таких вариационных линий.



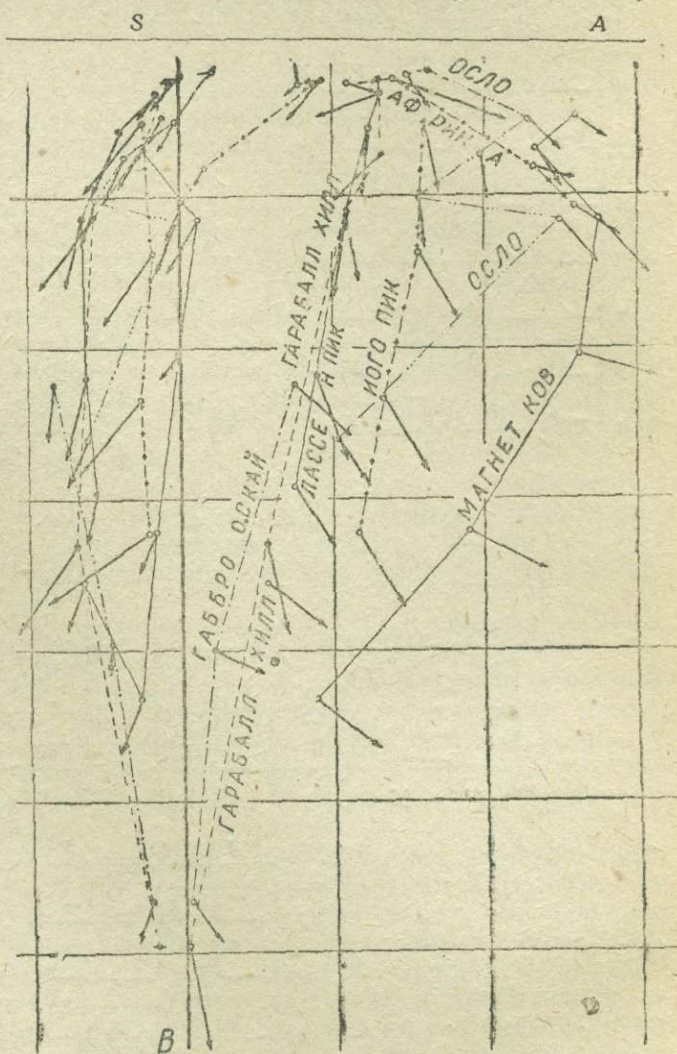
Фиг. 59. Вариационные диаграммы Харкера для некоторых типичных серий изверженных горных пород.

Прежде всего мы замечаем, что векторы располагаются в виде рядов на линиях, хотя и изгибающихся, но в общем достаточно длинных, а не группируются в виде беспорядочных пучков. Вариационные линии на проекции *ASB* в общем наклонены к оси *SB*, удаляясь от нее по мере движения к вершине *S*. Этот наклон различен в разных ассоциациях и вообще возрастает в ассоциациях более щелочных пород. Мы видим далее, что изломы вариационных кривых иногда принимают и обратный наклон, но такие отклонения представляют лишь местное нарушение общего хода этих кривых.

На проекции *CSB* вариационные линии имеют дугообразные очертания и, сравнивая их с проекциями на *ASB*, можно заметить, что выпуклость этих дуг тем больше, чем менее проекция на *ASB* отходит от оси *SB*.

Уже эти немногие примеры дают представление о том, каким образом рой векторов, изображающих составы изверженных горных пород, должен распадаться на естественные ассоциации. Такие ассоциации, как мы видим на этих примерах, могут быть представлены в виде рядов или серий векторов, и направления этих рядов представляют пучок линий, расположение которых и иллюстрируется только-что рассмотренными примерами.

Эти же немногие примеры позволяют заметить еще некоторые особенности серий горных пород. Крайне левое положение на диаграмме как на проекции *ASB*, так и *CSB* занимают вариационные линии таких серий, как Лассен-Пик, Гарабалл-Хилл и серия острова Скай. Все это представители типичных так называемых «тихоокеанских», известково-щелочных серий. Горные породы Гарабалл-Хилл обнимают длинный ряд пород, начиная от перидотита до жильного эврита (гранита). Породы острова Скай характеризуют дифференциации в пределах габброперидотитовой серии глубинных гор, а вулканические породы Лассен-Пика охватывают серию начинающуюся базальтом в ее основном конце и кончающуюся риолитом, который представляет наиболее кислый член этого ряда.



Фиг. 60. Диаграмма, изображающая химизм тех же серий, что на фиг. 59, при помощи векторов.

Все эти сходные серии отличаются наибольшей выпуклостью проекции вариационной линии на плоскости *CSB* и наименьшим наклоном к оси *SB* проекции вариационной линии на плоскость *ASB*. Характерно поведение векторов на той и на другой проекции. На проекции *CSB*, двигаясь снизу вверх, мы видим увеличение наклона вектора к оси *SB*, отвечающее относительному увеличению количества калия в более кислых породах. На проекции *ASB* изменение направления и величины векторов еще более типично. Мы видим внизу длинный крутой вектор перидотитов в серии Гарабалл-Хилл и острова Скай, который по мере движения вверх (к габбро) становится положе соответственно с возрастанием количества авгита и убыванием оливина и ромбических пироксенов в горных породах. В верхней половине вариационной линии на проекции *ASB* очень типичен поворот вектора: из относительно пологого, направленного вниз и вправо, он становится более крутым и затем сменяет свой наклон у верхнего конца серии, будучи здесь уже наклонным вниз и влево. В вулканических породах, как это мы увидим и дальше, это отражает изменение цветного минерала от авгита в базальтах через гиперстены и пиджониты в андезитах до слюд в риолитах.

В глубинных породах мы также имеем смену от авгита через роговую обманку к слюде.

Крайнее правое положение и на проекции *ASB* и на проекции *CSB* занимает серия арканзасских щелочных пород комплекса Магнет-Ков. Уже в меланократовых представителях мы имеем сильнощелочные породы, причем своеобразное положение занимает фурчит, который на приведенных выше диаграммах Харкера совершенно опущен ради упрощения. У верхнего конца серии мы видим загиб проекции вариационной линии на *ASB* в сторону вершины *S*. Это характерная особенность щелочных серий, которую мы увидим и в других наших примерах. На проекции *CSB* вариационная линия арканзасских пород, будучи близкой в оси *SB*, переходит даже за эту ось (точка лейцитового тингуайта, также опущенная Харкером для упрощения его диаграммы).

Знаменитые щелочные породы окрестностей Осло начинаются менее меланократовыми породами, чем арканзасские (эссексит из Гран). От этой крайней нижней точки на проекции *ASB* вариационная линия идет, поднимаясь резко вправо. Затем мы видим крупный зигзаг, обусловленный наличием точки (и вектора) акерита. На вариационной диаграмме Харкера ей тоже соответствуют изгибы кривых, нарушающие их плавность. В верхнем конце, особенно если опустить вектор акерита, мы видим тот же характерный для щелочных серий загиб в сторону вершины *S*.

Серия щелочных пород из Восточной Британской Африки от фонолита до натрового риолита в сущности вся целиком отвечает только что упомянутому загибу вариационных линий щелочных серий. На проекции *CSB* все точки этой серии переходят за ось *SB*, обнаруживая пересыщение натром.

Серия пород Иого-Пик занимает промежуточное положение между известково-щелочными и резко щелочными породами. Это ясно выражается в положении ее вариационной линии как на проекции *ASB*, так и на проекции *CSB*. Общее направление линий на проекции *ASB* близко к направлению известково-щелочных серий, но вся линия расположена значительно правее. На проекции *CSB* также видно промежуточное положение этой серии. Отличительной особенностью ее является, кроме того, относительное богатство калием. Эта особенность выражается вполне отчетливо в более пологом направлении векторов на проекции *CSB*.

Таким образом, на одной и той же диаграмме мы можем изобразить и сравнивать между собой целый ряд серий изверженных горных пород в отношении главных особенностей их химизма.

Разделение роя векторов, изображающих химические составы, на отдельные серии, отвечающие отдельным естественным ассоциациям горных пород, составляет первую необходимую часть в решении задачи о есте-

ственной классификации изверженных горных пород. В этой естественной классификации вся совокупность изверженных горных пород должна быть разделена на части, каждая из которых обнимает генетически связанные между собой горные породы определенного района.

При этом множество химических анализов горных пород естественно распадается на целый ряд подмножеств. В нашем геометрическом изображении химических составов в виде векторов в пространстве рои векторов, представляющий все составы горных пород вообще, должен быть расчленен на естественные группы, и нашей задачей в этом направлении прежде всего является выяснение закономерностей этой группировки. Если бы естественные ассоциации горных пород не подчинялись никаким закономерностям, то рой векторов при расчленении его на группы векторов, отвечающих естественным ассоциациям, на основании фактических данных о совместном нахождении пород, распался бы на эти группы самым беспорядочным образом. Участки диаграммы, занятые этими группами, не обнаруживали бы какой-либо правильности, перекрывали бы друг друга, вытягивались бы в различных направлениях и т. д.

В действительности, если мы обратимся к фактическому материалу, то мы видим, что дело обстоит иначе. Несмотря на отдельные отклонения от общего правила, вызываемые, очевидно, той сложностью условий, в которых протекают процессы магматической дифференциации и контаминации, приводящие к разнообразию горных пород в естественных генетических группах, можно определенно подметить, что естественное разделение рои векторов, изображающих химические составы, обнаруживает определенную правильность. Когда мы соединяем начальные точки векторов пород, принадлежащих к одной и той же естественной ассоциации, то получаем линии, которые проходят внутри рои векторов не во всевозможных направлениях, а в виде некоторого пучка линий, подчиняющегося видимой закономерности. Пока мы подметили эту особенность на нескольких случайно взятых примерах; в дальнейшем мы рассмотрим ее на более обширном материале.

СРАВНЕНИЕ СЕРИЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

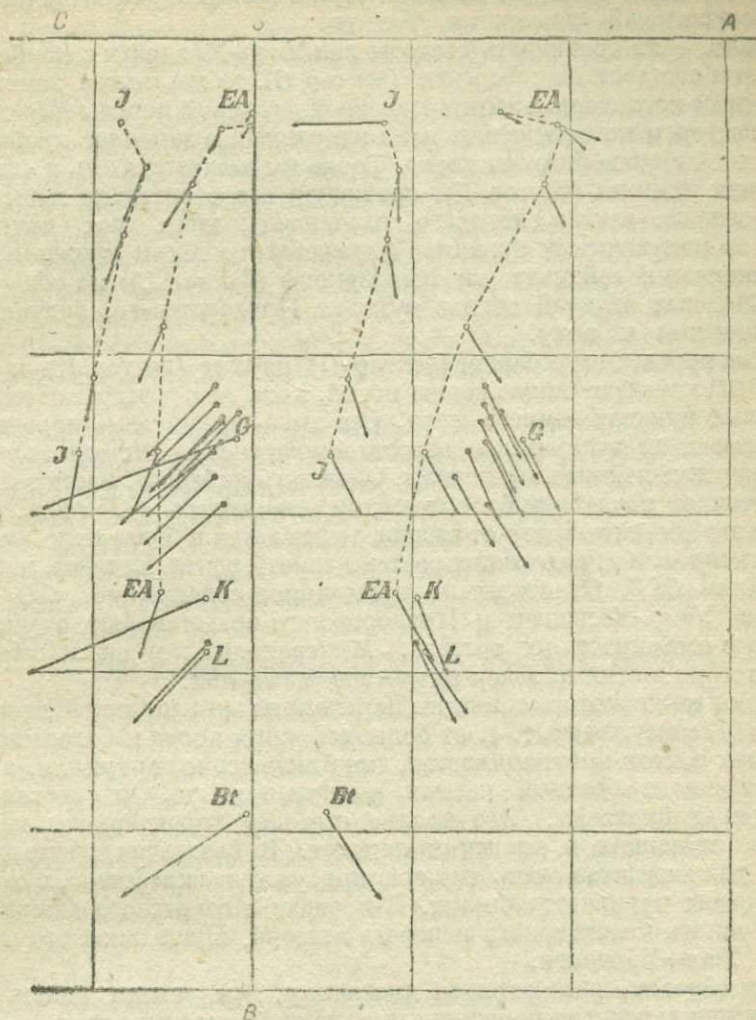
Вулканы Уюнь-Холдонги

При изучении естественных ассоциаций горных пород одной из первых задач, с которыми встречается исследователь, является задача сравнения вновь изучаемой серии пород с другими, уже известными, с целью выяснить их сходство или различие и определить положение изучаемой серии в ряду уже известных. Чтобы показать применение нашего метода к решению такого рода задачи, мы ограничимся только одним примером.

В качестве такого примера мы рассмотрим особенности химических составов вулканических пород Дальнего Востока Азии. Лавы вулканов Камчатки и Японии являются типичными представителями так называемых тихоокеанских известково-щелочных пород. Уже давно было подмечено (Ното, Лякруа, Томита), что соответствующие лавы на материке Азии обнаруживают некоторые черты щелочного характера. В недавнее время было установлено (Заварицкий, Огура), что в средней Манчжурии в знаменитых вулканах Уюнь-Холдонги, извергавшихся в начале XVIII века, лавы представлены редкими щелочными породами, богатыми калием, содержащими лейцит в своем минералогическом составе и характерно отличающимися от лейцитовых лав Везувия тем, что вместо основного плагиоклаза тефритов Везувия в манчжурских породах присутствует натровый санидин.

Представлялось чрезвычайно интересным сопоставление химизма этой оригинальной щелочной провинции Дальнего Востока и других естественных ассоциаций изверженных горных пород этой части земного шара.

На диаграмме фиг. 61 дано такое сопоставление химических особенностей естественных ассоциаций изверженных горных пород: 1) лав японских вулканов (линия *J*), 2) лав Дальнего Востока с материка Азии (линия *EA*) и 3) лав вулканов Уюнь-Холдонги. Векторы составов пород и вариационные линии для первых двух ассоциаций нанесены по вычисленным Томитой средним составам главных типов лав, и их начальные точки



Фиг. 61. Сравнение лав вулканов Уюнь-Холдонги (черные кружки в начальных точках) с лавами японских вулканов (линия *J*), лавами Дальнего Востока (линия *EA*) и другими лейцитовыми породами.

отмечены белыми кружками. Для лав Уюнь-Холдонги нанесены векторы, отвечающие имеющимся анализам, их начальные точки отмечены черными кружками. Для сравнения на диаграмме помещены также векторы других щелочных калиевых пород, с которыми лавы Уюнь-Холдонги имеют сходство по минералогическому и химическому составу. Их начальные точки отмечены белыми кружками.

Рассматривая диаграмму, мы прежде всего заметим, что и на ней также выступают особенности серийной группировки пород, отмеченные уже на предыдущем примере. Кроме того, видно, что манчжурские породы образуют серию, еще далее уклоняющуюся от «тихоокеанских» пород японских вулканов, чем породы восточноазиатской щелочной провинции, выделенной Томитой. Особенно бросается в глаза бедность составов поле-

вошпатовой известью (малая величина c и соответственно близость начальных точек векторов на проекции CSB к оси SB). Вместе с тем можно также отметить богатство щелочными алюмосиликатами, выражающееся в резком смещении вправо векторов на проекции ASB .

Соответственно с богатством этих лейцитовых пород калием векторы на проекции CSB образуют больший угол с осью SB , чем щелочные породы восточноазиатской провинции Томиты.

Однако, если сравнивать составы лав Уюнь-Холдонги с наиболее близким к ним составом гауссбергита (вектор G), то мы можем заметить, что в последнем характерные черты щелочной калиевой породы выражены еще резче: вектор и по положению и по направлению занимает крайнее место во всей этой группе близких пород. То же мы можем сказать и относительно состава каянита (вектор K), сравнивая его с составом лавы вулкана Придорожного, вектор которого расположен ниже всех других векторов лав манчжурских вулканов (отмеченных черным кружком). Наоборот, оливиновый лейцитит из Киллеркопф (буква L) не обнаруживает таких заметных отличий от лав вулкана Придорожного, будучи вообще очень близким к нему.

Редкие породы: гауссбергит (вектор G), каянит (вектор K) и батукит (вектор Bt) намечают также серию пород, хотя они и встречаются в очень отдаленных пунктах земного шара. Все это — лейцитовые породы меланократовые и не содержащие известково-натриевого полевого шпата, как и манчжурские лейцитовые породы. Однако гауссбергит, каянит и батукит отличаются от последних более высоким отношением $K_2O : Na_2$. На диаграмме это обстоятельство отчетливо выражается в более пологом направлении векторов, изображающих составы гауссбергита, каянита и батукита на проекции CSB . Относительно пониженное содержание K_2O в лавах вулканов Уюнь-Холдонги и Придорожного представляют, очевидно, характерную особенность их состава. Минералогически она и выражается в присутствии в этих породах натриевого санидина.

Заметим еще некоторые детали. Переходя по вариационной линии японских лав (J) снизу вверх, т. е. от более основных пород к более кислым, мы видим, как вектор поворачивается, приближаясь к вертикали, а в самом верху принимает обратный наклон, указывая на то, что состав породы пересыщен глиноземом. Это вполне отвечает характерному изменению цветного минерала в японских породах. В базальтах распространены авгиты, для андезитов очень типично присутствие гиперстена, в самых кислых породах появляется биотит. В породах с азиатского материка (EA) уже нет такого характерного поворота вектора, и еще менее это выражено в лавах Уюнь-Холдонги.

Таким образом, рассматривая диаграмму, мы можем видеть особенности химизма горных пород внутри каждой ассоциации и сравнивать в этом отношении различные ассоциации горных пород между собой. Это сравнение и вытекающая отсюда классификация производятся на диаграмме по признакам расположения и взаимных отношений серий векторов, которыми представлены химические составы. Это будут, так сказать, сравнение и классификация, выраженные графически.

Закономерности, существующие в химизме горных пород и их ассоциаций, выражаются при этом в некоторых правильностях тех образов (множеств векторов), которые изображают химические составы. Они здесь выражены на геометрическом языке, если можно так выразиться, и, зная способ построения диаграмм, мы без труда переведем эти правильности на язык фактов.

ДИАГРАММЫ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ

В предыдущем изложении мы пришли к представлению серии вариационных линий, характеризующих разнообразие горных пород в их естественных ассоциациях. Рассматривая достаточно большое число хими-

ческих анализов горных пород каждой из таких ассоциаций, мы в последнем примере получили некоторые полосы (вытянутые рои) векторов, а вариационные линии были как бы осевыми линиями полос. Очень часто такое расположение векторов рассматривается как результат случайных отклонений от некоторого идеального, более правильного расположения. В некоторых случаях это, вероятно, действительно имеет место, но в других это может быть объяснено тем, что мы в недостаточной степени принимаем во внимание все причины, вызывающие разнообразие изверженных горных пород.

Для того чтобы разобраться в этом разнообразии, необходимо установить, как это разнообразие возникло, и прежде всего выяснить, в каком порядке горные породы, образующие данную естественную ассоциацию, появились. Между тем, вариационными линиями и роями векторов мы выражаем лишь самый факт этого разнообразия, совершенно оставляя в стороне вопрос о порядке его возникновения. Это объясняется тем, что только в сравнительно редких случаях геологические исследования позволяют установить относительный возраст горных пород с полной уверенностью. Поэтому нам и приходится часто ограничиваться рассмотрением вариационных линий, отражающих лишь факт разнообразия горных пород.

В тех случаях, когда порядок появления горных пород или их относительный возраст известен, мы можем соединить начальные точки векторов, изображающих химические составы горных пород, в хронологическом порядке образования этих пород. Такая линия будет отражать не только вариации в составах пород рассматриваемой ассоциации их, но она выразит течение магматической дифференциации, в результате которой произошли рассматриваемые горные породы. Мы ограничимся тремя такими примерами.

Продукты извержений Монте Соммы и Везувия

Везувий является наиболее известным вулканом. Его деятельность человек наблюдал в течение более двух тысячелетий, а если к этому прибавить еще данные археологических находок, то с большей или меньшей вероятностью хронология событий, происходивших на этом вулкане, обнимает более трех тысячелетий. Наконец, геологические наблюдения позволяют делать заключения и о самом начале вулканической деятельности этого вулканического центра. История вулкана недавно хорошо изложена Риттманном (1923), давшим также сводку по петрографии продуктов извержения. Эта история рисуется им в таком виде.

Вулканические отложения первозданной Соммы. Во всех буровых скважинах Неаполя и его окрестностей древнейшие вулканические образования представлены слоями более или менее выветрелых лапиллей, трахитовой пемзы и туфов. Выше идет типичный серый кампанский туф и его морские эквиваленты. Все эти отложения отвечают так называемому первому Флегрейскому периоду. Среди выбросов Соммы нужно отметить находения обломков трахита, что является указанием на трахитовые потоки вблизи центра извержения туфов, лежащих в основании Соммы.

Отложения извержений этого Флегрейского периода покрываются желтым неаполитанским туфом второго Флегрейского периода.

Продукты древней Соммы. Выше желтого туфа идут серые туфы (пемза, пуццолан и лапилли) третьего Флегрейского периода. Продукты этой эпохи деятельности Соммы выступают на ее внешнем склоне на высоте 300 и 500 м над уровнем моря. Это туфы и лавовые потоки (орвиетит). Их появление на средней высоте горы связано с эрозией, сделавшей ровный склон вулкана вогнутым.

Продукты молодой Соммы. На указанных отложениях древней Соммы с резким несогласием, отмеченным следами выветривания

и почвообразования, располагаются, особенно в верхних частях горы, мощные и разнообразные вулканические отложения молодой Соммы. Это продукты ряда крупных извержений. Строение молодой Соммы видно в обрыве Соммы в Атрио-дель-Кавалло. В пятисотметровой толще здесь видна типичная картина строения стратовулкана. Мощные пласты шлаков и лапиллей перемежаются с сильно разложенными потоками лавы, отчасти распавшимися в нагромождения глыб. Замечательное явление представляют жилы и интрузивные залежи, составляющие до 20% вулканической постройки.

Петрографически лавы принадлежат к лейцитовым базальтам. Более древние из них несколько богаче полевым шпатом, а более молодые — лейцитом. Только в самых молодых жилах встречаются типы, которые вследствие богатства их лейцитом дают переходы в лейцитовые тефриты.

После длительного перерыва, во время которого образовалась растительная почва и промыты глубокие барранкосы, деятельность вулкана возобновилась сильным пароксизмом. Его продукты, как и в случаях позднейших, следовавших за длительным покоем извержений, обнаруживают замечательную правильность. Ниже всего залегают белые сильно пористые трахитовые пемзы, за которыми следует более темная зеленовато-серая шлаковая пемза с обломками третичного мергеля, а затем еще более темная и компактная шлаковая пемза с обломками мелового известняка и отчасти метаморфизованного триасового доломита; наконец, выше всего залегают черные шлаки лейцитового базальта. Не резко отграниченные залежи представляют продукты одного крупного извержения и доказывают дифференциацию магмы в канале вулкана, происшедшую за время покоя. Встречающиеся в разных местах лапилли лейцитового базальта и слои пепла указывают на менее сильное извержение, следовавшее за большим.

Позднее явление повторялось. После длинного периода покоя были вновь выброшены дифференциаты магмы Соммы в указанном правильном порядке.

Относящееся к третьему периоду деятельности молодой Соммы гигантское извержение было самым сильным. Продукты его, обнаруживающие типичные дифференциаты магмы Соммы, имеют более широкое распространение на северных склонах, а также на равнине. Выброшенные первыми белые сильно пористые трахитоидные викоитовые пемзы образуют у Сан-Марциано пласт 70 см мощностью и прикрыты различными слоями более молодых пеплов. Здесь встречаются многочисленные урны и другие остатки культуры VIII столетия до нашей эры. Эти находки и легендарные предания позволяют отнести слои глубже лежащих белых пемз к XII в. до нашей эры.

На северном склоне Соммы опять находятся такие же пемзы, но кроме них и относящиеся к тому же извержению более темные шлаки викоитовой пемзы. Тогда как между белыми пемзами встречаются отдельные лапилли лейцитового базальта, зеленовато-серые шлаки содержат часто обломки мелового известняка, местами придающего породе вид брекчии. Последние выброшенные массы этого доисторического гигантского извержения состоят из серых пеплов с многочисленными глыбами глубинной породы и выбросами сильно метаморфизованного триасового доломита.

В основании Помпеи выступают белые пемзы этого извержения, они перекрыты лавовым потоком оттаянтовой лавы мощностью 4 м, которая вылилась непосредственно после их отложения. Верхний лавовый поток основания Помпеи — не дифференцированный, богатый лейцитом лейцитовый базальт и различные слои пепла и лапиллей; между прочим, те, которые покрывают культурные остатки VIII в. до нашей эры, — моложе, но принадлежат к той же эпохе деятельности, как упомянутое гигантское извержение.

Во время покоя в течение столетий магма значительно дифференцировалась в выводном канале так, что та магма, которая во время нового периода деятельности появилась при извержении 79 года нашей эры при взрыве вулканической пробки, застыла в виде лейцитово-фонолитовой и викоитовой пемзы; взрыв ее и уничтожил Помпею. За ней следуют несколько более темные и менее пористые викоитовые пемзы. Они образуют верхний слой помпейской изверженной массы и простираются на весь Соррентинский полуостров. В эту фазу извержения выброшены были многочисленные ксенолиты обломков известняка, находящихся в зеленоватых пемзовых шлаках, выброшенных вслед за викоитовыми пемзами Помпеи. Ограниченная область распространения их вокруг кратера позволяет заключить об ослаблении взрывов. Затем спустились по склону грязевые потоки, состоявшие из водной каши пепла, пемзы и другого материала, и опустошили Геркуланум.

Соответствующее влияние лавы этого извержения пока неизвестно, но по аналогии с другими извержениями такого же типа должно быть очень вероятным. Единственный лавовый поток, который, по мнению Ритманна, может быть отнесен к извержению 79 года по своему стратиграфическому положению, минералогическому и химическому составу, — это поток лейцитового тейфрита из Казелло-ди-Чистерна. Минералогически и химически порода занимает среднее положение между древними лейцитовыми базальтами молодой Соммы и молодыми везувитами, довольно резко отличаясь от тех и других.

Вероятно, уже последнее доисторическое гигантское извержение газовой струей и обвалами стенок огромной воронки образовало большой, несколько косо расположенный кратер, который во время следующего периода деятельности был заполнен выбросами шлаков и внутрикратерными излияниями лавы, так что вулкан обладал простой кратерной впадиной, ограниченной с севера обрывистой стеной согласно преданиям времен восстания Спартака. Плинианское извержение 79 года заново вскрыло выводное отверстие и значительно расширило кратер.

Более древние продукты Везувия. Спустя некоторое время в большом кратере Соммы началось образование центрального кратера извержений, который при сильном извержении 471—472 года был опять разрушен. Во время последующей деятельности, продолжавшейся столетия и очень похожей на современную, внутри кратера Соммы был насыпан большой конус — Везувий.

Продукты этого послеплинианского периода широко распространены на внешнем склоне Соммы, где Джонстон-Левис установил такую последовательность.

Лежащий бок — пемзы и пеплы извержения 79 года.

1. Желто-серая пемза, сверху более плотная и переходящая в серые пемзовые шлаки с вкрапленниками лейцита; в них нередки обломки известняка. Предположительно эти пемзы и шлаки относятся к большому извержению 204 г.

2. Грубая шлаковая брекчия. Извержения 243, 305 и 321 г. (?)

3. Отложения пемзовых шлаков до 10 м мощностью с большими кристаллами лейцита, часто сидящими в пустотах, лапиллей и обломков метаморфизованного известняка. Материал, очень вероятно, выброшен при извержении 471 г.

4. Черные, богатые стеклом шлаки, выброшенные при извержении со слоями вулканического песка и покрытые пеплом. Извержение 512 г. (?)

5. Пористые, бедные стеклом шлаки с большими лейцитами, 685 и 993 г. (?)

К этому периоду деятельности относится также небольшой, окруженный шлаковым валом, поток лейцитового тейфрита в Каналоне-ди-Поллена. Его стратиграфическое положение, химический и минералогический состав не оставляют сомнения в принадлежности к этому периоду. Это было небольшое боковое извержение на склоне старого вулкана Соммы.

Более молодые продукты Везувия. Большим извержением 1631 г. началась после сравнительно короткого промежутка покая, который не привел к заметной дифференциации магмы в жерле, новая, продолжающаяся и теперь эпоха деятельности Везувия с ее периодическими извержениями. Ее лавы обнаруживают, несмотря на структурные различия, почти одинаковый химический состав. Это богатые плагиоклазом лейцититы, получившие специальное название везувитов.

Выяснение кратко изложенной выше геологической истории Соммы и Везувия дало возможность достаточно точно установить последовательность образования различных горных пород, слагающих это вулканическое сооружение. Все продукты вулканической деятельности этого центра могут быть распределены в такие группы.

1. Образования первоначальной Соммы представлены трахитовой пемзой.

2. Образования древней Соммы, представленные как выбросами, так и лавами.

3. Образования молодой Соммы доисторических извержений — пемзы, туфы и лавы.

4. Образования исторической молодой Соммы представляют продукты плинианского извержения.

5. Наконец, деятельность Везувия дала выбросы шлаков послеплинианского извержения и многочисленные потоки лав.

Ритмани приводит многочисленные анализы всех этих продуктов извержений, и на основании вычисленных числовых характеристик этих химических составов нами построена диаграмма, представленная на фиг. 62.

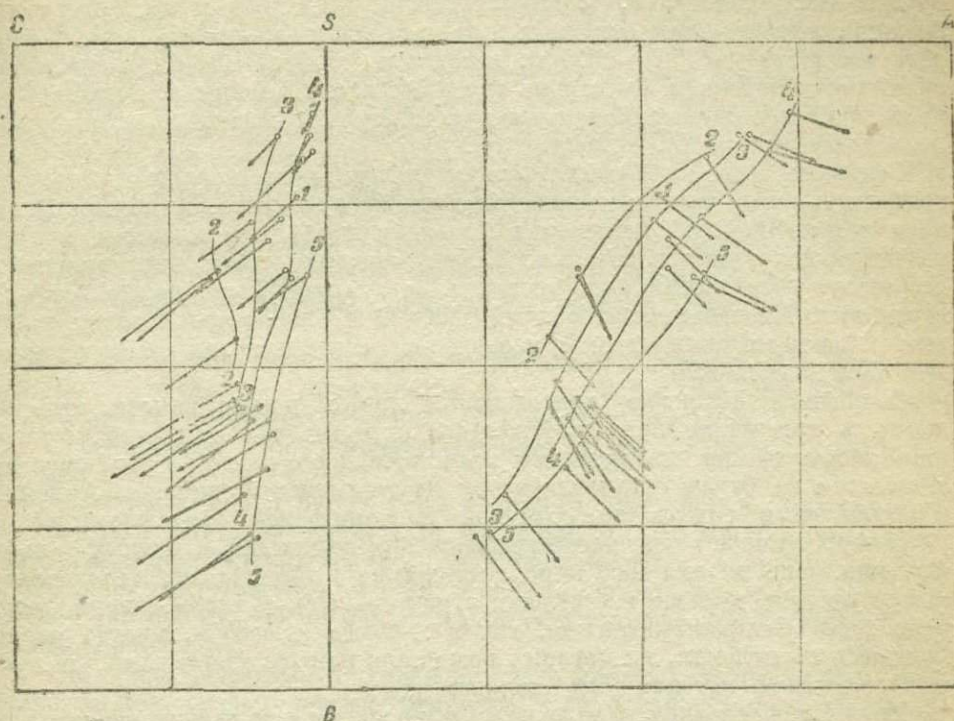
На этой диаграмме мы видим совокупность векторов, положение которых, с одной стороны, и направление и длина — с другой, характеризуют химизм изверженных пород Соммы и Везувия в целом. Широкая полоса векторов на проекции ASB по мере движения вверх сильно сдвигается вправо, как это вообще характерно для ассоциаций щелочных горных пород. Кроме того, как мы уже видели раньше на многих примерах, в соответствии с общей закономерностью в химическом составе изверженных горных пород векторы по мере движения вверх и вправо отклоняются в своем направлении, поворачиваясь против движения часовой стрелки.

На диаграмме начальные точки векторов, изображающих химические составы лав, изображены черными кружками, а начальные точки векторов, отвечающих шлакам и пемзам, — белыми кружками. Мы видим, что за немногими исключениями пирокластический материал извержений имеет более кислый состав, чем продукты лавовых излияний. Линии, проведенные на диаграмме, соединяют начальные точки векторов, изображающие составы продуктов вулканических извержений, принадлежащих к одному и тому же циклу вулканической деятельности.

Рассматривая на диаграмме распределение векторов по разным циклам деятельности вулкана, легко заметить такую особенность. Для каждого цикла векторы широко меняют свое положение на диаграмме, соответственно тому широкому изменению химического состава продуктов извержения, которое наблюдается в пределах каждого цикла. Это изменение состава объясняется как результат дифференциации в магматическом выводном канале (жерле) вулкана. В верхней части его накапливались более легкие и более богатые газами продукты дифференциации, которые выбрасывались в эксплозионную фазу, начинавшую новый цикл вулканических извержений. Более тяжелые и менее богатые газами продукты извержения появлялись вслед за взрывами в виде лавовых излияний. Для каждого цикла извержений мы имеем целую серию разных по составу пород. Проведенные нами линии, соединяющие начальные точки векторов, представляют линии, характеризующие такие серии пород. При этом последовательность появления пород внутри каждого цикла отвечает перемещению по соответствующей линии сверху вниз.

Если теперь мы будем переходить от одного цикла к другому в порядке их последовательности во времени, мы увидим смещение линий, характеризующих каждый цикл, последовательно слева направо. Это направление перемещений линий характеризует ход эволюции магмы в вулканическом очаге.

Таким образом, на данном примере мы видим, что в изменении положения векторов можно различить два направления: одно, более резко



Фиг. 62. Химизм лав Соммы и Везувия. Черные кружки — лавы; белые кружки — туфы; 1—5 — продукты разных циклов вулканической деятельности.

выраженное, изображает дифференциацию, происходящую в течение промежутков между пароксизмами деятельности вулканов; оно представляется перемещением векторов вдоль намеченных нами линий; другое направление, именно направление смещения этих линий, отвечает общему развитию магматического очага. Наличие того и другого вместе приводит к тому, что вместо линейного расположения начальных точек векторов на какой-либо вариационной кривой получается довольно широкая полоса этих векторов.

Мы уже видели, что расположение векторов в виде роя или полосы большей или меньшей ширины является обычным признаком в диаграммах, изображающих химические составы горных пород, образующих одну естественную ассоциацию. Из рассмотренного сейчас примера видно, что построение на диаграмме некоторой линии как оси такой полосы, не может рассматриваться как отыскание линии дифференциации, отклонение от которой имеет случайный характер. На примере столь хорошо изученного вулкана, как Сомма — Везувий, мы видим, что здесь рой геометрических элементов диаграммы (точек, векторов) получается как результат двойного рода изменений, зависящих, очевидно, от разных причин. Вскрыть эти причины может только подробное геологическое и петрографическое исследование.

Четвертичный вулканизм Армении

Очень интересные правильности в соотношениях между вулканической деятельностью и движениями земной коры подмечены в истории четвертичного вулканизма в Армении работами К. Н. Паффенгольца.

Вулканическая деятельность в Армении достигала особенно широкого развития в олигоцене. Олигоценовая вулканогенная толща, главным образом андезитов, соответствующих им туфов и вулканических брекчий, а также более основных и более кислых (липариты) пород достигает мощности до 1500—2000 м, несогласно залегая на более древних отложениях эоцена и фашиально переходя вдоль долины р. Аракса и в пределах Ереванского района в мощную толщу гипсоносных глин, мергелей, песчаников и частью известняков.

Основные андезито-базальтовые и долеритовые породы олигоцена по внешнему виду похожи на лавы четвертичного возраста. В некоторых случаях только геоморфологические признаки позволяют провести в поле границу между теми и другими. Толща олигоцена слегка дислоцирована, что также дает возможность отличать ее вулканические породы от четвертичных. Последовательность извержений в олигоценовой толще в общем характеризуется сменой извержений основных лав извержениями лав более кислых.

Ошибочное смешение олигоценовых лав с четвертичными, которое делалось вследствие петрографического сходства тех и других, приводило к совершенно искаженному представлению о геологии этой страны. Мы совсем не будем останавливаться на третичном вулканизме Армении и ограничимся только четвертичной вулканической деятельностью.

В четвертичное время центры извержений возникали в разных местах Армении. Они давали как пирокластические продукты, представленные, между прочим, хорошо известными строительными туфами Армении, широко здесь распространенными, так и лавовые излияния, иногда растекавшиеся по склонам, на которых возникали центры извержений, и иногда стекавшие потоками по долинам рек.

Изучение последних и дало важные указания для выяснения истории вулканизма: различные потоки располагаются на террасах различного возраста, и это дает возможность определить и их относительный возраст.

В бассейне р. Восточного Арпачая Паффенгольц установил пять последовательных излияний. Первые потоки в бассейне оз. Севан располагаются на несколько дислоцированных верхнетретичных или нижне четвертичных отложениях. Последний поток лежит на нижней галечной террасе, а промежуточные — на трех более древних террасах разного возраста.

Почти во всех случаях место излияния лавы отмечено вулканическими конусами из шлаков, лапиллей и бомб. Изливавшиеся лавы большей частью были жидкими и растекались на большие расстояния. Эксплозионные явления в месте выхода лав создавали насыпные шлаковые конусы. В некоторых случаях потоки переливались через край кратера таких конусов, в большинстве они распространяются от основания конуса. Насыпная структура конуса хорошо видна в размытых частях такого конуса вулкана Голгат, в разработках шлаков (в качестве строительных материалов) в небольшом конусе около курорта Исти-Су. В последнем случае прорыв вулканического жерла произошел в долине реки, и вылившаяся лава потекла вниз по ее течению по долине. На Ахманганском плоскогорье лавы широко закрывают склоны этой возвышенности.

Связь лавовых потоков с вулканическими аппаратами — отчетлива, но этого нельзя сказать относительно туфовых отложений. Только сравнительно в немногих местах можно с большей или меньшей уверенностью связывать отложение туфов с тем или иным центром извержения и соответственным вулканическим аппаратом.

В некоторых местах лавы залегают на пластах туфов, как это, например, можно видеть в самом городе Ереване (около завода Арарат), но в огромном большинстве случаев фактических данных недостаточно, чтобы можно было связывать те и другие вулканические продукты с деятельностью одного и того же центра.

Лавы различного возраста, который устанавливается налеганием их на ту или другую из речных террас, различаются между собой и по составу. К. Н. Паффенгольц таким образом характеризует эти различия.

А. Древнейшие четвертичные лавы — плотные серые породы с небольшим числом фенокристаллов. Иногда встречаются и более темные, черного оттенка лавы. В некоторых случаях видно, что черные лавы слагают верхние части потоков и обладают глыбовой отдельностью, а серые образуют нижние части и обнаруживают столбчатую отдельность.

Под микроскопом породы порфиновые и афировые с гялопилитовой и пилотакситовой («трахитовой») структурой основной массы. Микролиты плагиоклаза — лабрадор (№ 50—60), к нему присоединяются пироксен, магнетит, немного стекла. Фенокристаллы плагиоклаза редки, микроскопические порфиновые выделения его (размером 0.2—0.5 мм) довольно обильны. Местами микропорфиновые выделения клинопироксена и оливина.

В. Следующие по возрасту лавы представлены андезитом. Они занимают большие площади на водоразделах и спускаются на верхние террасы рек. Мощность достигает 100—150 м. В нижней части покровов — столбчатая отдельность, на водораздельных плато — неправильноплитообразная.

Это темносерые или бурые лавы с средним количеством фенокристаллов полевого шпата размером 5—8 мм, с редкими пузырями, выполненными кварцем. Вкрапленники — андезин, немного микроскопических вкрапленников авгита (0.2—0.3 мм) и иногда опациitized роговая обманка (до 0.7 мм). Основная масса пилотакситовой структуры, иногда флюидальная.

С. На нижней террасе в долине восточного Арпачая залегают лавы темносерого цвета, слабо пористые, афировые, с глыбовой отдельностью. Мощность 15—20 м. Микролиты плагиоклаза в основной массе — олигоклаз-андезин.

Д. Эти лавы, более основные, чем предыдущие, залегают на второй террасе в бассейне р. Арпачай. Здесь находится и центр их извержения. Мощность покровов до 60 м. Это темносерые или черно-серые породы со светлыми фенокристаллами полевого шпата размером 2—3 мм. В виде микроскопических выделений встречаются оливин и ромбический пироксен.

Е. Самые молодые лавы располагаются на первой галечной террасе. Центры излияния обнаружены во многих пунктах, иногда на более древних излияниях. Это черно-серые или черные лавы, среднепористые, с очень редкими фенокристаллами плагиоклаза. Под микроскопом эвпорфирная или афировая структура. Основная масса состоит из лейст (0.2 мм) олигоклаза, моноклинного пироксена, магнетита и небольшого количества стекла.

Туфы и тесно связанные с ними туфо-лавы четвертичного возраста имеют в Армении несколько более ограниченное распространение, чем четвертичные лавы. Площадь их распространения ограничена западной частью страны: массивом горы Алагез, бассейном р. Памбак-чай и районом г. Еревана. Их толщи располагаются на породах различного возраста, начиная от третичных базальтов и кончая современными террасами рек. Залегание их на той и на другой террасе дает основание, согласно с Паффенгольцем, различать толщи этих пирокластических пород по возрасту, подобно тому, как это делается для лавовых излияний.

Типичные туфы обладают характерной для этих пирокластических образований структурой. Для туфо-лав можно предполагать извержения

рыхлого материала в раскаленном состоянии, отлагавшегося и затвердевавшего при более высокой температуре. По своим свойствам эти туфо-лавы напоминают итальянские пиперно. Туфо-лавы, по мнению Паффенгольца, отлагались, вероятно, ближе к центрам извержения и в основании туфовых толщ сравнительно большой мощности.

По химическому составу туфы и туфо-лавы сильно отличаются от лав четвертичного возраста. Тогда как последние, как мы видели, являются относительно основными породами, туфы и туфо-лавы имеют состав кислых пород (дацитов или трахидацитов). Паффенголец высказал предположение, что это может быть объяснено одновременным существованием в четвертичное время в Армении двух магм, основной и кислой. Однако, как показывает пример Везувия и Соммы, к различию составов туфов и лав может привести и процесс магматической дифференциации, происходившей в жерле Везувия и неоднократно приводившей к выбросам более кислых пирокластических продуктов, сменявшихся излияниями более основных лав, причем эта смена происходила даже в течение одного и того же извержения. Очень может быть, что подобные процессы имели место и в армянских вулканах.

Как было указано, Паффенголец установил связь во времени вулканических извержений — лавовых излияний и отложений туфов — с изменениями в эрозии долин и образованием террас. Лавовые покровы приурочены к поверхности террас, имея в основании галечники, и нигде не покрыты ими. Отсюда Паффенголец заключает, что «излияние лав было приурочено только к концу циклов эрозии».

Причиной такого неоднократного возобновления циклов эрозии и сопряженных с ними проявлений вулканизма, вероятно, являются повторные сводообразные поднятия всей области Кавказских гор. По В. П. Ренгартену, следы многократного смолаживания наблюдаются во всех речных долинах Кавказа, впадающих в Черное и Каспийское моря, и относительная высота террас и других днщ постепенно увеличивается от равнины к центру гор. С поднятием связаны были изменения в характере эрозии, а также и в характере климата и развитии ледниковых явлений. Пробуждение вулканической деятельности и излияния лав, как видно из налегания их на галечники террас, приурочивались ко временам преобладающего углубления долины в межледниковые эпохи с относительно теплым климатом.

Излияния самых древних лав типа А (см. выше) относятся к доледниковому времени — к концу третичного периода. Остальные излияния (В-Е) следовали одни за другими в начале отдельных циклов эрозии, следовавших за оледенениями, которые можно параллелизовать с гюнцким, миндельским, рисским и вюрмским.

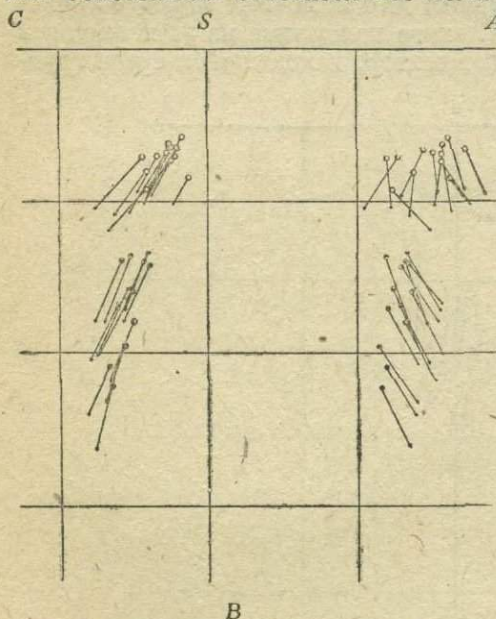
Последние излияния относятся, таким образом, к современной эпохе; возможно, что их свидетелем был доисторический человек.

Расположение центров извержения, вероятно, связано с теми тектонически-структурными формами, какие создавались во время таких больших поднятий вследствие их неравномерности. Так, например, линейное расположение вулканов Ахмангана, очевидно, приурочено к определенным разломам, возникшим в связи с пологими тектоническими вздутиями и брахискладками, которые характерны для структуры более древних образований (олигоцена), находящихся в основании вулкана. Возникновение разломов в связи с куполообразными изгибаниями можно сравнить с подобными явлениями, которые в гораздо большем масштабе усматривает Клоос в грандиозных разломах Южной Африки и в меньших разломах в новейших вулканических областях Средней Европы.

На диаграмме фиг. 33 изображен химизм продуктов четвертичной вулканической деятельности Армении. Векторами, начальные точки которых остались белыми, изображены химические составы вулканических четвертичных туфов. Векторы, начальные точки которых отмечены круж-

ками черными целиком или наполовину, изображают химические составы лав. При этом черные кружки отвечают типу лав А самых древних. Тип лав В отмечен кружками с черной нижней половиной. Для лавы типа С черным показана верхняя половина кружка. В следующей по возрасту лаве типа D черным обозначена левая половина кружка, а для самых молодых лав Е черной сделана правая половина кружка.

Сопоставляя химизм всех этих пород, нельзя не усмотреть некоторого сходства с тем, что мы видели на Везувии. Здесь, конечно, мы имеем совсем другой тип ассоциаций вулканических пород, в общем довольно близкий к рассмотренным ниже типам Сан-Франциско или Йеллоустонского парка. Но нельзя не заметить прежде всего сходства диаграмм лав для Везувия и для Армении в относительном расположении векторов, представляющих химические составы туфов, с одной стороны, и лав — с другой. О возрасте туфов у нас мало надежных данных, в особенности для сопоставления их с лавами, так как в Армении мы имеем область развития ареального вулканизма, а не такой центральный вулкан, каким является Везувий. Возраст лав вулканов Армении, как мы видели, достаточно хорошо определен К. Н. Паффенгольцем на основании отношений излияния этих лав к развитию речной системы. Сопоставляя относительное положение векторов, представляющих хи-



Фиг. 63. Четвертичный вулканизм Армении. Белые кружки — туфы; прочие — лавы разных типов.

с тем, что мы видели на диаграмме для Везувия, заставляет поставить вопрос, не являются ли в Армении туфы и лавы продуктами дифференциации одного и того же магматического очага, как это несомненно имеет место на Везувии. Такое сходство диаграмм позволяет сомневаться в высказанном ранее К. Н. Паффенгольцем предположении, что лавы и туфы являются продуктами извержения разных магматических очагов.

Горы Матра и Мечек в Венгрии

При изучении химизма естественных ассоциаций изверженных горных пород необходимо считаться с тем, что границы петрографических провинций или районов с течением геологического времени меняются и вследствие этого в одном и том же районе может произойти, так сказать, наложение один на другой совершенно различных типов. Территориально

мизм лав на диаграмме, с их возрастом, мы можем заметить, что для более молодых типов положение начальных точек векторов сдвигается вправо и вверх на проекции *ASB*. Во всяком случае можно заметить, что векторы для типов А и В занимают крайнее левое и нижнее положение, а векторы типа А располагаются направо от них и в общем выше. Соответственное смещение векторов мы видим и на проекции *CSB*. В этом смещении мы можем усмотреть некоторое сходство с тем, что так наглядно выражается в дифференциации магматических продуктов на Везувии, хотя, вероятно, причины дифференциации здесь были иные.

Сравнение диаграммы, изображающей химизм вулканических продуктов Армении с ее характерным относительным положением векторов для туфов и лав,

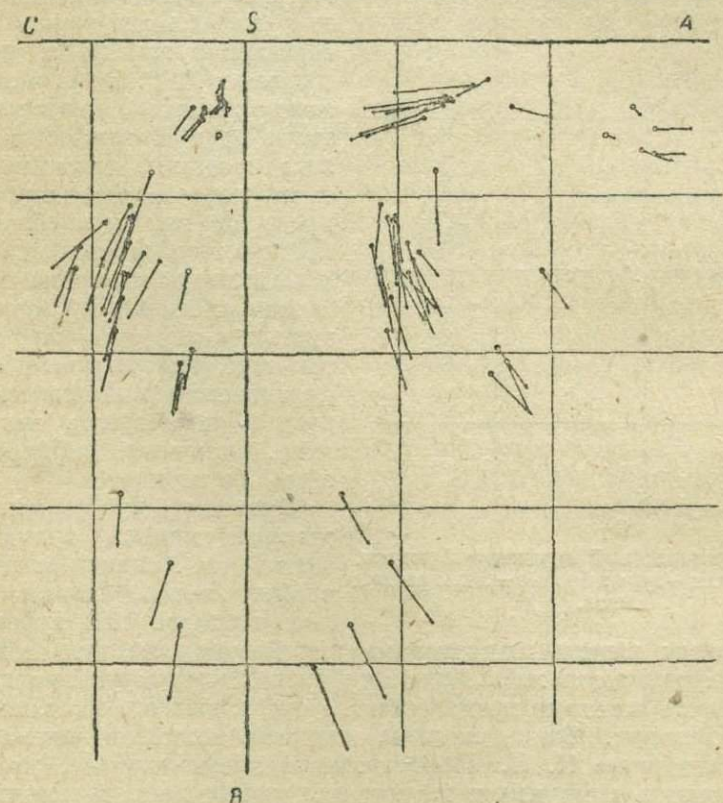
близкими могут оказаться типы, несовместимые с точки зрения их генетических соотношений.

Очень хорошим и чрезвычайно простым примером этого явления могут служить изученные Мауритцом вулканические породы гор Матра и Мечек.

Горы Мечек находятся в 150 км к юго-западу от Будапешта. Здесь развиты, во-первых, три группы пород щелочного типа: а) феолизитоподобные породы, б) трахиандезитовые или трахибазальтовые породы, существенно состоящие из плагиоклаза, амфибола и авгита, и с) базальтовые и пикритовые породы. Время извержения их относят к началу мелового периода.

Кроме того, в строении гор принимает некоторое участие андезит третичного возраста, представляющий продукт подводного извержения и излившийся на конгериевые песчаники, служащие основанием нижних средиземноморских слоев.

На диаграмме (фиг. 64) начальные точки векторов изверженных пород гор Мечек обозначены белыми кружками, в отличие от черных кружков, отвечающих породам гор Матра. Все векторы пород гор Мечек образуют обособленную полосу с характерным для щелочных пород расположением, но на диаграмме явно обособленное положение из всех векторов с начальными белыми точками занимает вектор, находящийся среди груп-



Фиг. 64. Вулканические породы гор Матра (черные кружки) и Мечек (белые кружки) в Венгрии.

пы векторов пород Матры. Это как раз вектор третичного андезита гор Мечек.

Изверженные горные породы гор Матра, находящихся в 80 км к северо-востоку от Будапешта, имеют резко выраженный известково-щелочной тип, приближаясь частью даже к типу Пеле, японских пород и т. д. В этой

области развиты такие вулканические породы: 1) верхнеэоценовые или нижнеолигоценые биотитово-роговообманковые андезиты; 2) нижний риолитовый туф аквитанского возраста; 3) лавы пироксеновых андезитов и пироксеново-биотитовых андезитов гельвецийского возраста; 4) нижнесарматские плагиоклазовые риолиты.

Диаграмма, на которой помещены вместе векторы, изображающие химические составы горных пород гор Матра и Мечек, очень хорошо показывает, что в данном случае родство горных пород выражается не в территориальной их близости, а в близости по возрасту. Третичный андезит гор Мечек, находящийся в районе щелочных горных пород мелового возраста, все же ближе по составу к более удаленным третичным же породам гор Матры. Для последних можно также отметить как характерную черту их химизма существование среди них двух определенно очерченных групп — андезитов и риолитов.

Глава X. НОВЕЙШИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ТИХООКЕАНСКОЙ ОБЛАСТИ ЗЕМНОГО ШАРА

Когда в рассмотренных раньше примерах вариационные линии строились на основании немногих типичных анализов или средних анализов, вычисляемых из группы анализов близких горных пород, то вариационные линии можно было проводить именно как линии, проходящие через ряд сравнительно немногочисленных точек. Переходя к рассмотрению более обширной совокупности горных пород, встреченных в более широких районах, мы должны применить несколько другой способ, а именно исходить непосредственно из совокупностей (множеств) отдельных анализов, представляющих данную область. На диаграмме химические составы, представленные этими анализами, изображаются в виде целых роев векторов, которые нам и приходится между собой сравнивать. Эти рои, как мы уже видели и увидим и дальше, вытягиваются в виде полос, которые, будучи нанесены на одну диаграмму, частично перекрывают друг друга, но каждая из таких полос обладает своими индивидуальными чертами. Обнаружить эти черты в разных естественных ассоциациях горных пород и сравнить их между собой и является сейчас нашей задачей.

Мы рассмотрим имеющийся материал по химизму новейших горных пород по отдельности для двух половин земного шара, которые можно выделить на основании самых широких геологических соображений. Первой из этих частей мы рассматриваем тихоокеанскую половину. Сначала «тихоокеанское кольцо», опоясывающее океан, и затем острова Тихого океана. Материал по химизму новейших изверженных пород в пределах тихоокеанского полушария был собран Бурри и обрабатывался им с помощью метода вариационных диаграмм Ниггли. Мы уже указывали, что совокупность параметров системы Ниггли равнозначна с совокупностью параметров принятой нами системы (числовых характеристик основной и дополнительных). Поэтому выводы, которые можно сделать, применяя ту или другую систему, будут равнозначны и могут отличаться только по форме их выражения. Исходя из этого, чтобы не повторять в другой форме работы, сделанной Бурри, мы примем как отправной пункт для систематики всего огромного материала то деление естественных ассоциаций горных пород тихоокеанской половины земного шара на восемь типов провинций, к которому пришел Бурри из рассмотрения и сравнения между собой очень большого числа химических анализов этих горных пород.

Взяв это за отправной пункт, мы ограничимся рассмотрением только типичных ассоциаций изверженных горных пород, не подвергая исследованию все остальные, с ними сходные. Однако для этих типичных ассоциаций мы будем пользоваться непосредственными данными анализов. Для удобства можно при отыскании первичного материала воспользоваться тем обстоятельством, что он сведен Вольфом в его капитальном труде «Der Vulkanismus».

Бурри выделил такие типы естественных ассоциаций (петрографических провинций):

1. Тип, Пеле — Лассен-Пик.

2. Тип Электрик-Пик.
3. » Сиерра-Невады (эффузивы).
4. » Сан-Франциско, несколько уклоняющийся.
5. » Иеллоустонского парка, к которому примыкают несколько уклоняющиеся типы Розита-Хилс и Ортиз-Маунтинс.
6. Тип Марос-Хайвуд, представляющий калиевые провинции; через провинцию типа Крипл-Крик мы переходим к последним двум щелочным типам 7 и 8.
7. Тип Гавайских островов и
8. » Таити.

Каждая из этих ассоциаций отличается определенными чертами и своего химизма, и минералогического состава, и геологического положения. Они могут быть объединены в более обширные группы, прежде всего, по геологическому характеру. Петрографические провинции типов 1—5 образуют обширную группу, которую называют «тихоокеанским типом». Все входящие в него провинции типов 1—5 связаны с геосинклинальной зоной, охватывающей Тихий океан по его периферии. Они не встречаются во внутренних частях Тихого океана; они, повидимому, отсутствуют также и на материках впереди горных цепей тихоокеанских дуг. В известной мере переходным в этом отношении является тип Иеллоустонского парка. Он является переходным и по геологическому положению, встречаясь часто в передовых областях (форляндах) горных цепей, и по своему химизму, обнаруживая породы калиевого ряда в своих крайних представителях.

Наибольшим распространением среди «тихоокеанских пород» пользуются типы Пеле — Лассен-Пик и Электрик-Пик. К наиболее крайнему типу Пеле относятся новейшие породы Камчатки и породы Японии, лежащие на продолжении ряда тех же дуг тихоокеанской геосинклинали.

В центральных частях Тихого океана мы встречаемся со щелочными породами, которые первоначально были обнаружены на островах Атлантического океана и потому получили ставшее теперь, пожалуй, уже неудобным название пород «атлантического типа». Обычно этот тип не встречается в областях геосинклинального орогена. Породы, богатые натрием, встречаются здесь как исключение и не имеют решающего значения в ряде дифференциации. Из исключений в тихоокеанской дуге следует отметить комплекс щелочных пород района Айс-Ривер в Британской Колумбии.

На островах Тихого океана породы ряда базальт — натровый трахит, а иногда и фанолит повторяются постоянно, и их связывают с дифференциацией базальтовой магмы, не осложненной контаминацией материала континентальных массивов.

Щелочные породы «атлантического типа» в тихоокеанском полушарии встречаются иногда и вне внутренней Тихоокеанской области: в Отаго близко к орогену перед Новозеландскими Альпами, в Южной Виктории (остров Росс), на южной границе Дакоты, в Новой Мексике, Западном Техасе и Мексике. Особенно надо отметить так называемый пантеллеритовый уклон (о нем см. ниже) пород острова Росс и Западного Техаса.

Калиевые щелочные породы являются вообще редкими, особенно редки они в Тихоокеанской области. В Соединенных Штатах горы Хайвуд и Берпоу в Монтане, щелочные породы Крипл-Крика и эффузивные лампрофиры из Колорадо находятся в передовых областях Скалистых гор. Лейцитовые Холмы (Льюсайт-Хилс) в Вайоминге расположены, кроме того, на тектонической вайомингской линии. Менее ясно геологическое положение провинции Пик-Марос в Зондском архипелаге и щелочных пород этого типа в Британской Колумбии, принадлежащих к большой калиевой области третичного времени.

В грубых чертах можно обобщить данные о нахождении разных типов пород в давно высказанном положении, что «тихоокеанские» ассоциации

пород связаны с орогеническими зонами, «атлантические» встречаются внутри океанов и в передовых областях (форляндах) орогена, а «средиземноморские», встречаясь вблизи орогена, занимают некоторое промежуточное положение.

Признаки минералогического состава для разных типов Тихоокеанской области еще более характерны, чем их геологическое положение. С этой точки зрения можно объединить некоторые из перечисленных типов вместе в группы. Пожалуй, такой группой явятся типы Пеле — Лассен-Пик и Электрик-Пик. Здесь преобладают пироксеновые андезиты, частью дациты, отличающиеся очень основным плагиоклазом. В некоторых случаях, как, например, в Фуджи-Бонинской дуге и в провинции Флорес, встречается почти чистый анортит. Основные плагиоклазы встречаются даже в кислых породах. Так, например, в риолитах из округа Теллуриде встречается лабрадор. Японский михараит с Михараямы отличается особым богатством анортитом, что выражается в очень низкой величине параметра a . В связи с основным характером плагиоклаза, требующего для своего образования меньше кремнезема, характерным признаком серии этих пород является появление кварца или другой формы кремнезема. Из пироксенов большим распространением пользуется ромбический пироксен или бедный известью пироксен пиджонитового типа. Иногда в андезитах моноклинный пироксен совсем отсутствует; в базальтах пироксен представлен авгитом диопсидового типа. В кислых породах пироксен заменяется роговой обманкой, а затем появляются биотит и ортоклаз, количество которых зависит от накопления калия. В некоторых провинциях, как, например, на Малых Антильских островах, так мало калия, что эти минералы не встречаются. Относительно богаты калием молодые интрузивные породы Сиерра-Невады гранодиоритового типа.

В следующей группе пород, представленных в эффузивных породах Сиерра-Невады и особенно в типе Сан-Франциско, мы не имеем больших отклонений от первой группы, но уже для кислых пород характерны значительно более кислые плагиоклазы. В риолитах основные плагиоклазы встречаются в случае «закалки», в сильно стекловатых породах, где можно предполагать значительно содержание щелочей в стекле. В кислых породах почти всегда встречаются биотит или ортоклаз или оба вместе. Среди фемических составных частей хотя и преобладают бедные известью пироксены и роговые обманки, но уже чаще встречаются диопсидовые авгиты, особенно в типе Сан-Франциско. Как крайние, появляются щелочные типы.

Дальнейшее изменение в том же направлении мы находим в типе Йеллоустонского парка. Здесь величина параметра n значительно ниже, а в основной характеристике величина a несколько выше, что выражается не столько в большой кислотности плагиоклаза, как в сравнительно большем распространении ортоклаза. Последний появляется даже в основных породах диоритового типа. Характерны ортоклазовые оболочки вокруг плагиоклаза. Ромбические пироксены исчезают, уступая место роговой обманке и диопсидовому авгиту. В некоторых основных породах, где величина a имеет относительно большое и c отрицательное значение, появляется лейцит или анальцит (некоторые абсарокиты, базальт из Бульфрота в Неваде). В горах Ортиз в Новой Мексике появляются нефелиновые породы. На Сумбаве плагиоклазы несколько более основные, появляется лейцит.

Внутренние части Тихого океана, как известно, характеризуются щелочным рядом пород — от базальта до натриевого трахита, местами даже фонолита, причем преобладающими являются более основные члены этого ряда. Породы этих серий для различных вулканических центров близки между собой. Базальты, так же как и самые кислые члены ряда, натриевые трахиты и фонолиты очень похожи в обоих типах, выделенных в обширной области Тихого океана, — в породах с Гавайских островов и с архипелага Таити. Среди базальтов мы имеем также нефелиновые и меллилитовые разновидности,

уклоняющиеся от щелочных или обыкновенных базальтов. Средние по составу породы слабо представлены; такими являются, например, олигоклазовые породы с Гавайских островов и другие. Выше были уже отмечены породы пантеллеритовой ветви щелочных пород, встречающиеся в юго-западной части Тихого океана.

Минералогический состав щелочных калиевых пород очень характерен. Интересно отметить среди этих пород наличие гетероморфной замены — биотит-ортотлаз — лейцит-оливин. Вещество альбита при наличии его в небольших концентрациях входит в состав анортотлаза. Проявление упомянутых гетероморфных соотношений, которые Лякруа отметил как лампрофировые и базальтовые фации пород, связано с условиями выделения магматической воды. Как видно из примеров Берпоу-Маунтинс и района Марос, лейцит встречается главным образом в эффузивных породах, а при застывании породы на глубине вместо того появляется биотит вместе с ортоклазом. Породы, очень близкие по химическому составу, могут получить совершенно различный облик по составу минералогическому.

При рассмотрении различных типов ассоциаций изверженных горных пород Тихоокеанской области мы для характеристики этих типов ограничимся только примерами тех районов, которые выделены как наиболее типичные и названиями которых типы и были обозначены. Мы рассмотрим разные типы в том порядке, как они были выше перечислены.

ТИПЫ ПЕЛЕ И ЛАССЕН-ПИК

В типе Пеле—Лассен-Пик объединяют естественные ассоциации вулканических пород, занимающие крайнее положение среди всего разнообразия петрографических провинций в области Тихого океана. К этому же типу, как уже упоминалось, относится большинство вулканических пород Тихоокеанского вулканического пояса и в том числе породы Камчатки, Японии и т. д. Этот тип был назван именами двух хорошо известных вулканических районов, где он представлен наиболее типично. Мы сейчас увидим, однако, что в отношении химизма вулканических пород эти районы не совсем тождественны. Предварительно вспомним главные черты их геологии.

М а р т и н и к а (Мон-Пеле). Остров Мартиника, получивший такую известность благодаря извержениям вулкана Мон-Пеле, расположенного на северо-восточном конце острова, сложен целиком вулканическими образованиями. О породах, залегающих в его основании, дают представление только обломки диоритов и глинистых сланцев в туфах. В основании вулкана залегают туфовые конгломераты, в которых определены два горизонта — аквитанский ярус олигоцена и слои нижнего миоцена — на основании находок фауны в прослоях известняка. Молодые вулканы вздымаются на этом основании. Основание Мон-Пеле, так же как и расположенного к юго-востоку массива Питон-дю-Карбе, сложено из таких конгломератов. Сам конус Мон-Пеле образован из пемзовых туфов, выброшенных из кальдеры Этанг-Сек. Он располагается на миоценовых туфах.

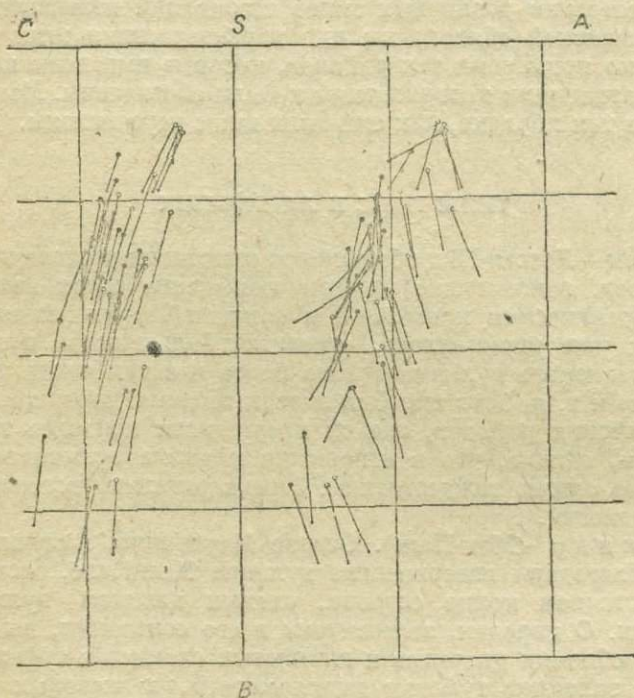
Среди изверженных пород Мартиники различают две серии.

Более древняя серия состоит из базальтов и пироксеновых андезитов, которые слагают юго-восточную часть острова, где вздымается гора Воклен. Более молодая серия состоит из пироксеновых андезитов, гиперстеновых андезитов и дацитов. Они образуют потоки, жилы и слагают конгломераты и туфы. Питон-дю-Карбе представляет дацитовый шток, поднимающийся среди гиперстеново-андезитовых конгломератов, которые налегают на миоценовые туфы и являются значительно более молодыми, или верхнетретичными, или плейстоценовыми. Из дацитов сложены и другие возвышенности. Гиперстеновые андезиты являются распространенными новейшими породами Мон-Пеле. Знаменитый обелиск, экструдированный

при извержении 1902—1903 г., и лавы позднейших извержений представляют кварцевый андезит или андезито-дацит.

Л а с с е н-П и к. Лассен-Пик находится на южном конце Каскадных гор Северной Калифорнии. Основание вулкана состоит из отложений чико, относящихся к верхнему мелу. Извержения начались в неокоме. Сначала были экструдированы роговообманковые андезиты, затем их сменили пироксеновые андезиты, риолиты, дациты, базальты и, наконец, кварцевые базальты. Гора Брокофф к югу от Лассен-Пик представляет остатки древней кальдеры более 1600 м в поперечнике, и на ее северном краю и образовался купол современного вулкана Лассен-Пик, сложенного из кислых андезитов и дацитов. Образование вулканических пород кальдеры относится к миоцену. Максимального развития вулкан Лассен-Пик достиг перед оледенением, центром которого он является и в настоящее время. Это, несомненно, угасающий вулкан.

На диаграмме фиг. 65 изображены химические составы лав Мартиники и вулканического района Лассен-Пик. Начальные точки векторов



Фиг. 65. Тип Пеле (черные кружки) и Лассен-Пик (белые кружки).

для лав Мартиники отмечены черными кружками, для Лассен-Пик — белыми. Мы видим на диаграмме два роя векторов, близких между собой, но явно не совпадающих. Они частью перекрывают друг друга и располагаются довольно широкими полосами, но тем не менее совершенно определенно можно видеть, особенно на проекции на плоскость SAB , что векторы с белыми начальными точками лежат в общем правее, чем векторы с черными начальными точками. Это не так ясно выступает на проекции SCB , но все же и здесь склонность к этому заметно выражена. Можно сказать, таким образом, что ассоциация пород района Лассен-Пик заметно щелочнее, чем породы Мон-Пеле. Расхождения между той и другой серией не так уже незначительны, чтобы ими можно было пренебрегать. Как мы увидим в дальнейшем, для многих других серий, относимых к разным соседним типам, эти расхождения того же порядка. Поэтому можно выделить серию Лассен-Пик как особую, отличающуюся от

серии Пеле. Заметим еще одну особенность последней — здесь довольно часто замечается некоторое пересыщение глиноземом.

Мы разделим серии пород Мартиники и района Лассен-Пик. Они начнут собой ряд последовательно идущих непрерывных серий как первые два члена этого ряда. С первым из этих членов мы уже встречались раньше, когда искали положение среди других вулканических пород лав вулканов Уюнь-Холдонги и сравнивали их с лавами японских вулканов и восточной окраины азиатского материка. Положение линии, соединяющей векторы японских лав, совпадает с той линией, которая намечается в химических составах лав Мартиники.

ТИП ЭЛЕКТРИК-ПИК И ТИП ИЕЛЛОУСТОНСКОГО ПАРКА

Мы рассмотрим эти два типа тоже совместно, хотя они довольно отчетливо отличаются один от другого. Совместное рассмотрение диктуется теми геологическими соотношениями, в которых мы находим ассоциации пород, принимаемые за характерные для этих типов.

Обширная вулканическая область Иеллоустонского парка находится на высоте 2400 м над уровнем моря. Древние отложения от кембрия до мела были дислоцированы в конце ларамийского времени. Молодой вулканизм проявился, с одной стороны, в эоцене, а с другой — в верхнем миоцене.

1. Эоценовый вулканизм. В конце складчатости Скалистых гор в палеоцене начались интрузии и эффузии кислой магмы. Извержения, главным образом эксплозивного типа, создали накопления кислых туфов и брекчий. В туфах встречаются остатки эоценовой флоры. Преобладающими горными породами являются кислые андезиты, роговообманково-слюдаые андезиты и дациты. Интрузии представлены полнокристаллически-порфировыми породами.

2. Верхнемиоценовый вулканизм. С концом среднего миоцена совпадает главная фаза складчатости Южно-Американских Анд. Хотя в Северной Америке складчатость произошла раньше, но в это время также происходили тектонические движения, и в связи с вертикальными сбросами возобновилась вулканическая деятельность. Верхнемиоценовая магма была преимущественно основной, делаясь более кислой по мере прогрессирующей дифференциации, причем в конце появились представители монцитовой магмы. Верхнемиоценовые вулканические извержения начались с образования основных брекчий и туфов, местами большой мощности, с включенными в них базальтовыми потоками и покровами. Кверху потоки и покровы увеличиваются. В общем отложения достигают 1000 м и более. Эти массы образовали отдельные большие вулканы. Они теперь представляют руины, размытые до их ядер. Интрузивные породы залегают в виде штоков и жил. Главнейшими из этих вулканов являются два:

Вулкан Электрик-Пик. Этот третичный вулкан разрезан сбросом, проходящим через центральный канал и произведшим смещение на 1500 м. В опущенном восточном крыле в горах Сепьюлкр (Могильные горы) можно видеть части оболочки вулкана, тогда как западное крыло сброса вскрывает в массиве Электрик-Пик интрузивное ядро вулкана. Магматическая дифференциация ведет от почти насыщенных пироксеновых и роговообманковых андезитов к кислым дацитам, а в интрузивных породах — от диорита к кварцево-слюдяным диоритам и диоритовым порфиритам.

Вулкан Крандал. На восточном краю Иеллоустонского парка в хребте Абсарока находится более молодой вулкан Крандал величиной с Этну. Его деятельность совпадает со временем тех движений, которые сказались в виде сброса Электрик-Пика. После прекращения вулканической деятельности эрозия снесла до 3000 м, обнажив в ядре вулкана габбровые интрузивные породы. Эрозия произошла до излияний плио-

ценовых риолитов. В строении вулкана Крандал принимают участие разные породы. За образованием более древних основных брекчий и туфов, с соответствующими покровами базальтов, последовало отложение более молодых кислых брекчий и туфов, роговообманковых слюдяных и пироксеновых андезитов, вплоть до дацитов. Они имеют сравнительно небольшое горизонтальное распространение. За ними следовали еще более молодые основные брекчий и туфы, сходные с более древними, достигающие мощности 600—900 м. В немногих местах на них залегают еще более молодые базальтовые покровы. В этих молодых образованиях встречаются интрузивные тела в виде штоков, интрузивных залежей и дайк (интрузивы Ишавоа). Это иногда диориты, андезитовые порфиры, иногда породы монцонитовой магмы — банакиты. Лейкократовые члены банакитового ряда Иддингс выделил под этим именем по характерному признаку, заключающемуся в высоком содержании калия, выражающемся в присутствии фенокристаллов ортоклаза с плагиоклазовым ядром (кроме них — авгита, рудного минерала и более или менее озмеевиканного оливина). Основная масса тоже богата ортоклазом. В основных разновидностях появляется лейцит, нахождение которого ограничивается покровами; в дайках он отсутствует, но здесь появляется биотит; в кислых разновидностях встречается кварц.

Широко распространенными являются шошониты. Это более темные породы, чем банакиты. Фенокристаллы — лабрадор, авгит и оливин — заключены в основной массе из плагиоклаза и ортоклаза; иногда в покровах встречаются и выделения лейцита. По мере увеличения фемических составных частей шошониты переходят через калиевые базальты в абсарокиты. В последних вкрапленниками являются авгит и оливин; в основной массе наблюдаются ортоклаз и лейцит вместе с плагиоклазом.

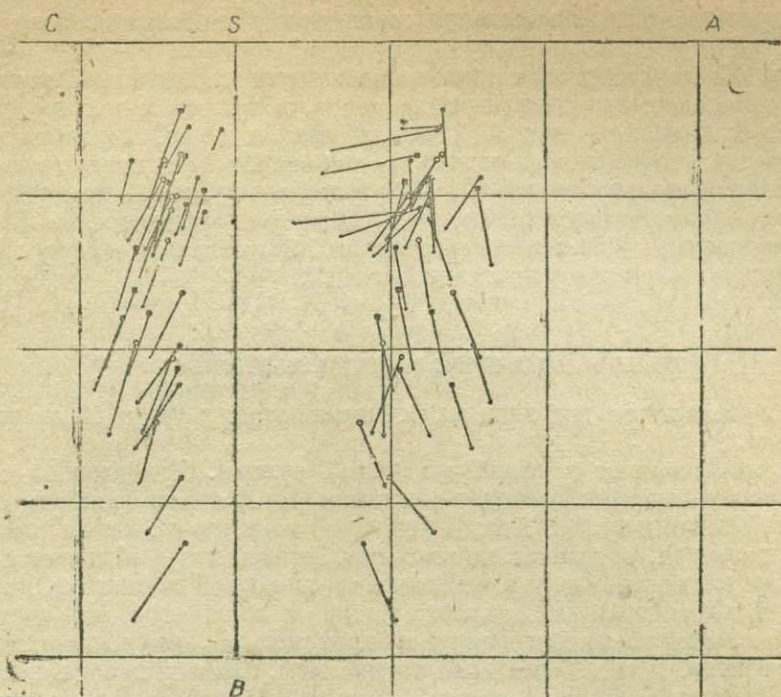
Все эти породы, являющиеся эффузивными формами монцонитовой магмы, связаны между собой переходами.

На двух диаграммах представлены химические составы пород двух различных ассоциаций. На первой диаграмме (фиг. 66) векторы, начальные точки которых отмечены белыми кружками, представляют породы Электрик-Пика; черными кружками обозначены составы пород других лакколлитов хребта Галатен, тянущегося к югу от Электрик-Пика. Эти лакколлиты имеют сходство в строении с Электрик-Пиком. Квадратиками отмечены начальные точки векторов изверженных пород Могильных гор (Сепьюлкр-Маунтинс).

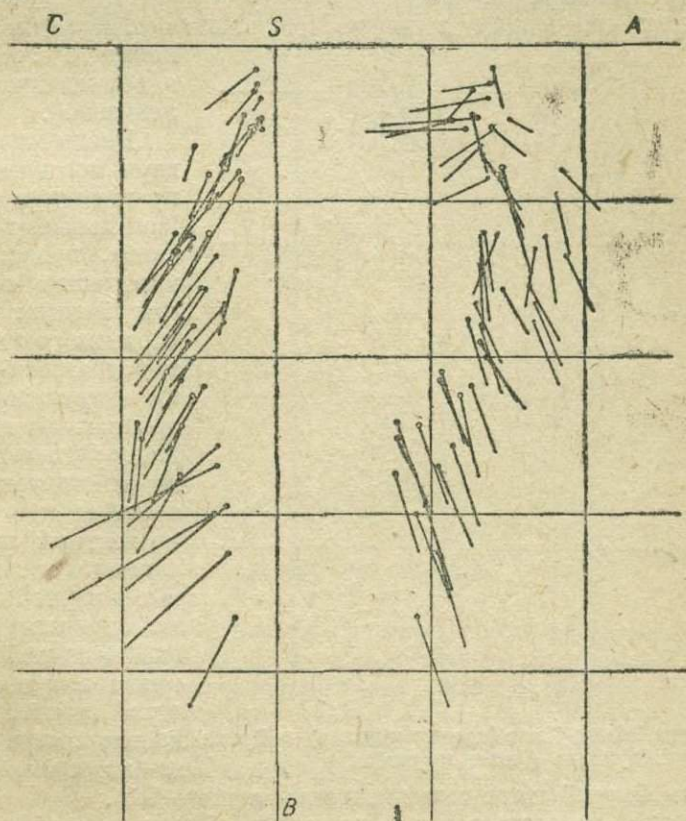
На второй диаграмме (фиг. 67) представлены химические составы горных пород хребта Абсарока-Рейндж, размытого вулкана Крандал, находящегося в этом хребте, и знаменитых риолитов и базальтов Иеллоустонского парка. Составы пород вулкана Крандал представлены векторами, начальные точки которых отмечены белыми кружками. Породы Абсарока-Рейндж — кружками с точками внутри. Породы Иеллоустонского парка — векторы с черными кружками.

Первая диаграмма представляет ассоциацию типа Электрик-Пик. Она непосредственно примыкает по своему положению к породам Лассен-Пика, сдвигаясь несколько дальше в том же направлении, в каком породы Лассен-Пика отличались от типа Пеле. Рой векторов довольно широкий. Горные породы собственно Электрик-Пика дают ряд более длинный, чем соответственные эффузивы Могильных гор.

Горные породы Абсарока-Рейндж образуют по своему химизму определенно выраженную ассоциацию, ясно отличающуюся от предыдущей. Векторы роя значительно сдвигаются вправо, в особенности это заметно на проекции *SAB*. На проекции *SCB* ясно отличным признаком является не столько положение роя векторов, сколько их направление: они образуют значительно больший угол с осью *SB*, указывая на относительно большее количество калия в породах. Особенно резко это повышенное содержание калия выражено в более основных представителях этой группы,



Фиг. 66. Тип Электрик-Пик. Белые кружки—Электрик-Пик; черные кружки — другие лакколиты хребта Галатен; квадратики — Могильные горы.



Фиг. 67. Тип Йеллоустонского парка. Белые кружки — вулкан Крандал; кружки с точками — хребет Абсарока; черные кружки — Йеллоустонский парк.

что и послужило мотивом выделения серии шошонит-абсарокитового ряда Иддингса.

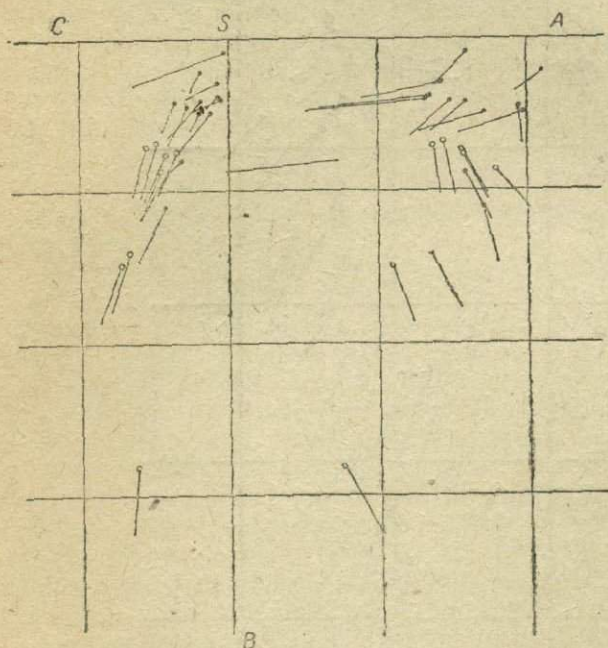
Риолиты Иеллоустонского парка изображаются определенной группой довольно скученных на диаграмме векторов, в значительной части которых мы видим на проекции *SAB* резкий наклон влево, показывающий на пересыщение глиноземом, как это уже мы видели во многих примерах кислых пород. Базальтовые породы Иеллоустонского парка, не входящие в шошонито-абсарокитовую серию, изображаются векторами, занимающими на диаграмме крайнее левое положение. Это сближает породу с представителями ранее рассмотренных ассоциаций.

ТИПЫ РОЗИТА-ХИЛС И ОРТИЗ МАУНТИНС

Бурри выделяет эти два типа как примыкающие к типу Иеллоустонского парка.

Розита представляет древний эоценовый вулкан. Извержения начались роговообманковыми авгитсодержащими андезитами, главным образом в виде брекчий и туфов. Затем следовали андезиты с авгитом, роговой обманкой и слюдой, относительно кислыми. Эти андезиты обладают слишком высоким параметром *a*, указывающим на щелочной характер. Они прорваны штоками и жилами диорита, также с щелочным эссекситовым характером. Затем следовали дациты и более молодые, чем первые, извержения андезитов, и еще более молодые риолиты. Главной породой района вулкана Розита является риолит. Вулкан Розита, расположенный в средней части штата Колорадо, довольно сильно размыт, так что обнажено его внутреннее ядро.

Горы Ортиз, еще южнее в штате Новая Мексика, представляют лак-



Фиг. 68. Типы Розита-Хилс (черные кружки) и Ортиз Маунтинс (белые кружки)

ненормально бедный щелочами (величина *a* всего 7.3).

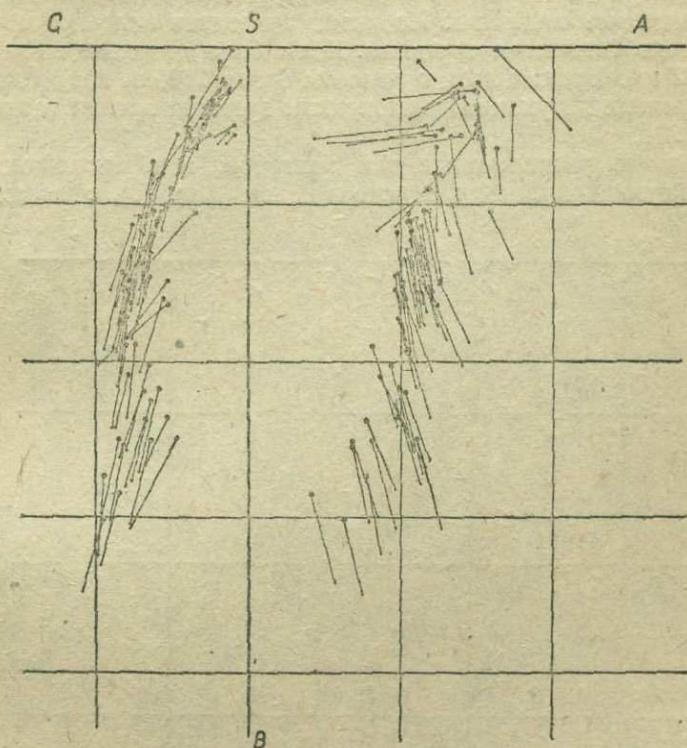
Для химического состава пород лакколита Ортиз, в отличие от того, что мы видели на предыдущей диаграмме для пород Абсарока-Рейндж, мы имеем резкое преобладание натрия над калием.

коллит с эссекситовым ядром и дацитовой краевой зоной.

Диаграмма для этих двух ассоциаций пород представлена на фиг. 68. Начальные точки векторов, представляющие химические составы пород Розита, отмечены черными кружками, а пород Ортиз — белыми. Сравнивая диаграмму с диаграммой ассоциации Иеллоустонского парка, мы действительно видим значительное сходство, но векторы здесь более рассеяны и лейкократовые породы Розиты имеют еще резче выраженный щелочной характер. Резко нарушающим общую правильность является состав пехштейна из Сильвер Клиф,

ТИП СИЕРРА-НЕВАДЫ (ЭФФУЗИВЫ)

При рассмотрении этого типа, выделяемого Бурри, мы увидим, что здесь мы в сущности имеем дело с типом, близким к тому, что мы имели в породах Лассен-Пика, особенно в андезитовых породах Сиерра-Невады. Однако некоторые отклонения вправо, т. е. к породам типа Электрик-Пик — Могильные горы, все же заметно; оно сказывается сильнее на проекции *SAB*, где рои векторов той и другой ассоциации почти совпадают, тогда как на проекции *CSB* полоса векторов Сиерра-Невады почти совпадает с той, какую дают породы Лассен-Пика. Серия пород, обозначенная как тип Сиерра-Невады, обнимает ассоциации на большом пространстве этого горного хребта, и естественно поэтому, что дифференциация здесь проявляется сильнее в протяжении роя векторов, но они образуют вполне определенную полосу (фиг. 69).



Фиг. 69. Эффузивы Сиерра-Невады.

ТИП САН-ФРАНЦИСКО

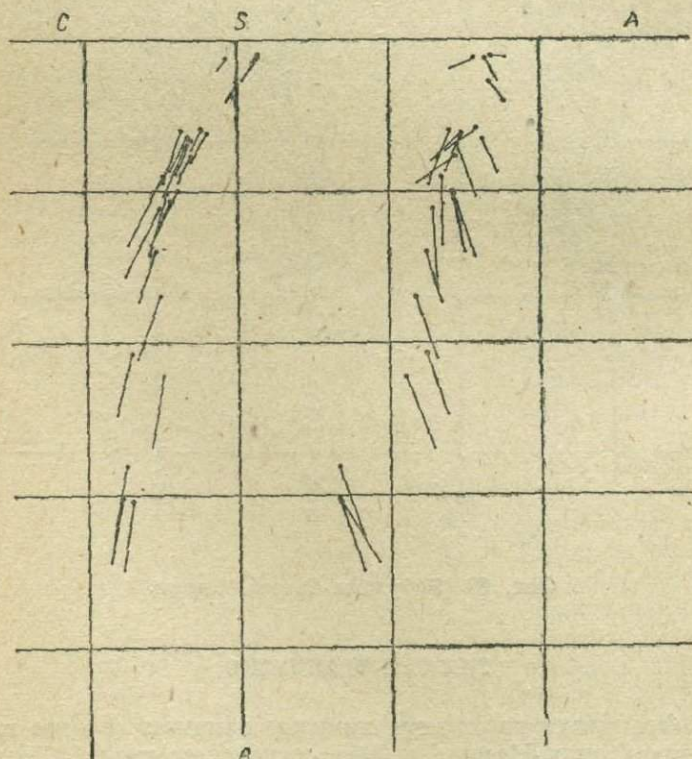
Тип Сан-Франциско по своему химизму занимает среднее положение между типами Сиерра-Невады и Иеллоустонского парка. Геологически это очень определенная ассоциация изверженных пород.

На востоке плато Колорадо часть Бейсин-Рейндж Аризоны сложена хотя и нарушенными сбросами, но относительно спокойно залегающими отложениями каменноугольных известняков и песчаников, а также отложениями триаса. На этом основании находится покров древних базальтов, относящихся по возрасту к верхнему плиоцену. В первой половине четвертичного времени на этом базальтовом покрове образовались 6 больших вулканов района Сан-Франциско.

Центром является вулкан Сан-Франциско, поднимающийся над окрестностью более чем на 1500 м (3844 м над ур. м.). Вершинный кратер вулкана совершенно разрушен, и он заканчивается тремя отдельными зубцами.

Сложный вулкан образован разнообразными горными породами. В его развитии различают пять стадий. Первая стадия (латитовая), во время которой извергались латитовые лавы, образовывались брекчии и туфы, является стадией очень деятельной и преобладающе эскпловзивной. Вторая стадия, в которую происходили мощные извержения массивных потоков пироксенового андезита, была относительно спокойной. Третья стадия характеризуется экструзией роговообманковых дацитов. Извержения их были невелики и спокойны. Лавы становились все кислее. К четвертой стадии относятся рибекитовые риолиты в виде тонких потоков. Из риолитов состоит целиком Сахарная голова (Шугар-лоф). Таким образом, лавы, извергавшиеся вулканом, делались все кислее и кислее. В пятую стадию из центрального канала вновь извергались относительно спокойно основные авгитовые андезиты. Из этих андезитов более основных, чем латиты, состоят Скалистые вершины. Лавы были довольно жидкие, давая потоки до 12 км. Вулкан достиг высоты более 2500 м над базальтовым плато. Со времени потухания деятельности вулкана эрозия понизила его метров на 900.

Если сравнить расположение роя векторов, изображающих химические составы вулканов Сан-Франциско в целом (фиг. 70), с ассоциациями,



Фиг. 70. Тип Сан-Франциско.

рассмотренными нами раньше, то можно усмотреть, что этот рой идет правее роя векторов типа Сиерра-Невады и следует примерно левой окраине роя типа Йеллоустонского парка. Однако на проекции SCB совершенно ясно видно, что направление векторов делает меньший угол с осью SB, и, следовательно, здесь не замечается такого увеличения относительного

количества калия, как в породах абсарокит-шошонитовой серии, составляющей характерную черту типа Йеллоустонского парка. В наиболее кислых членах, бедных фемическими составными частями, породы вулканов Сан-Франциско доходят до щелочных типов (рибекитовые риолиты четвертой стадии).

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О РАССМОТРЕННЫХ ТИПАХ

Сравнивая между собой химизм всех до сих пор рассмотренных типов при помощи выражения его в рядах векторов, мы можем заметить, как для разных типов эти ряды смещаются на диаграмме, но в то же время не меняют существенно своего направления. Они как бы перемещаются слева направо, следуя от более богатых известью к менее богатым ею и более богатым щелочами типам. Все рассмотренные до сих пор типы относятся к группе известково-щелочных пород, характерных для зон орогена. Однако мы видим значительное разнообразие. В этом разнообразии нет резких границ между отдельными типами, и их классификация может быть только условной, подобно тому как мы прибегаем к условной классификации, когда нам приходится расчленять непрерывные серии изоморфных смесей, различая в них отдельные минеральные виды, например разбирая ряд плагиоклазов на альбит, андезин, лабрадор и т. д.

Уже рассмотренные примеры дают нам основание для суждения о той точности, с какой мы можем выделять эти типы. Очевидно, предел этой точности ставится шириною полос, в которые объединяются векторы каждого отдельного типа. Чем шире эти полосы, тем крупнее должны быть подразделения в искомой систематике типов. Сравнивая все рассмотренные выше диаграммы, мы видим, что в пределах всех тех изменений, которые охватываются всеми типами, едва ли будет рационально различать более четырех таких типов. Дальнейшее уклонение в направлении возрастания щелочей приведет нас уже к щелочным типам, к рассмотрению которых мы в дальнейшем и обратимся.

НЕКОТОРЫЕ ВУЛКАНЫ КАМЧАТКИ

Мы рассмотрим здесь еще химизм некоторых наиболее известных вулканов Камчатки. Хотя в настоящее время мы располагаем уже довольно большим числом химических анализов камчатских лав, однако геологические соотношения большинства изученных петрографически и химически горных пород остаются недостаточно освещенными. Поэтому мы не будем останавливаться на разборе особенностей химизма вулканических пород Камчатки в целом и ограничимся только несколькими примерами.

В общем вулканические породы Камчатки относятся к типам, наиболее богатым известковым алюмосиликатом среди типов тихоокеанской половины земного шара (тип Пелё и Лассен-Пик), так же как и лавы вулканов Японии. В следующем ниже описании примеров мы найдем и освещение некоторых вопросов дифференциации и смены лав различного состава во времени и в пространстве.

Вулкан Авача

Вулкан Авача представляет один из наиболее активных вулканов Камчатки, расположенный к северо-западу от г. Петропавловска. С того времени как он сделался известным, т. е. с конца XVIII века, отмечено до 20 извержений этого вулкана. В период покоя он находился в состоянии сольфатарной деятельности.

Авача представляет двойной вулкан, построенный по типу Сомма-Везувий. Действующий конус расположен эксцентрично внутри полуразрушенной, открывающейся на юг широкой кальдеры древнего конуса соммы.

Край соммы Авачи достигает высоты 2300 м над уровнем моря, а диаметр кальдеры — около 4 км. Вершина действующего конуса поднимается до высоты 2725 м над уровнем моря. Таким образом, вулкан Авача вдвое выше и гораздо больше Везувия, В верхней части, начиная с высоты 1600—1700 м, находится ряд ледников. Ледник занимает большую часть пространства между действующим конусом вулкана и краем соммы. Фирновое поле ледника располагается в седловине между Авачей и примыкающей к ней с юго-запада потухшей Козельской сопкой. Другое заполняет широкий кратер Козельской сопки, представляющий такую же кальдеру, как у соммы Авачи, но меньшего размера, около 1 км в диаметре.

Изъеденные барранкосами и ледниками древние конусы соммы Авачи и Козельской сопки представляют резкий контраст с геометрически правильным действующим конусом вулкана, по склону которого спускаются лавовые потоки последних извержений. Эти потоки сложены глыбовой лавой; один из них имеет характерную корытообразную форму с краевыми нагромождениями глыбовой лавы. Как можно видеть в размытых частях соммы Авачи, слоистая толща лав и агломератов, ее образующих, пересечена во многих местах дайками. В нижней части склонов соммы, особенно на севере, — небольшие экстрезивные купола.

Вулкан Авача, находящаяся от него к юго-востоку Козельская сопка и стоящий к северо-западу от Авачи огромный, изборозженный барранкосами конус Коряки расположены на одной трещине северо-западного направления, идущей поперек общего направления вулканической зоны Камчатки. Самый центр соммы Авачи находится на пересечении этой поперечной трещины с трещиной продольной. Современный конус вулкана несколько смещен к северо-востоку по направлению продольной трещины. Через центр соммы проходит еще третья трещина. Сектор конуса соммы между этой трещиной и упомянутым выше основным продольным разломом опустился в центральной части вулкана, а по его сторонам возникли «сухие реки», которые являются теперь наиболее легкими путями к вершине вулкана.

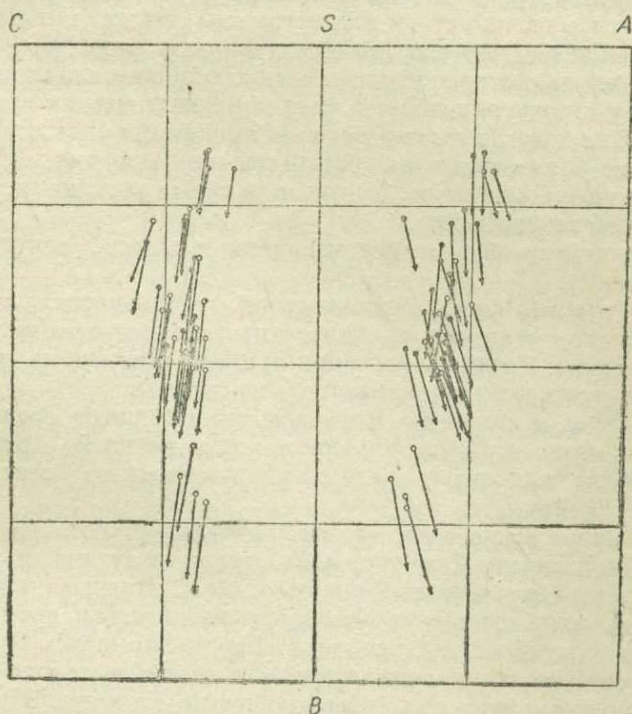
Исследования выяснили историю вулкана. Извержения лав андезитового состава и отвечающих им рыхлых продуктов образовали почти всю массу соммы Авачи, Козельской сопки и Коряки. Лишь в последние моменты формирования соммы появляются более основные лавы базальтового состава. Затем, после периода длительного покоя, происходит образование большой кальдеры, опускание ее сектора, образующего теперь отроги вулкана, известные под названиями Монастырь и Сарай, и возникновение по сторонам его сухих рек. Следующим характерным эпизодом, может быть связанным с образованием кальдеры, явились вулканические взрывы, заполнившие обломками светлой пемзы впадину кальдеры и покрывшие такими обломками склоны вулкана. Вероятно, к этому же времени надо отнести и образование массивных куполообразных выпячиваний на склонах вулканов, особенно к северо-востоку от Козельской сопки. Относительно богатая кремнеземом и вязкая лава роговообманковых андезитов этих экстрезив не растекалась по склонам, а нагромождалась в виде небольших отдельных куполов. Наконец, внутри кальдеры соммы Авачи появился и постепенно вырос современный конус, сложенный из андезитовых лав и рыхлых продуктов, извергавшихся во время пароксизмов его деятельности, и спокойно выделяющий пары и газы в промежутках между ними.

Потоки лавы современного конуса в последнее время изливались главным образом в сторону прорыва соммы. Один из них накрывает накопления пемзы, заполнившей некогда кальдеру, как это видно в размытом склоне Монастыря. Современные склоны Авачи, особенно в нижней части, засыпаны рыхлыми продуктами извержений современного конуса и на значительном пространстве представляют монотонные безжизненные лапильные поля.

Лавы Авачи представлены главным образом гиперстеново-авгитовыми андезитами. Состав нижних потоков соммы мало отличается от лав современного конуса. Самые верхние потоки соммы, а также многочисленные дайки, пересекающие тело соммы, представлены более основными базальтами. Экструзии, образующие упомянутые выше куполы, наоборот, — более кислыми роговообманковыми андезитами.

Это изменение состава лав можно объяснить длительным процессом дифференциации магмы в очаге. Появление более основных лав в конце образования соммы указывает, вероятно, что в них мы имеем порции магмы вулканического очага, ставшие более основными в его нижней части благодаря процессам гравитационной дифференциации. В течение длительного периода покоя дифференциация зашла довольно далеко и привела к образованию кислой и взрывчатой магмы. Она завершилась взрывом и образованием кальдеры, причем продукты кислой магмы появились на поверхности, с одной стороны, в виде накоплений пемзы, а с другой — в виде куполообразных выщипываний. Наконец, периодическая деятельность современного конуса доставляет опять мало дифференцированные порции магмы в виде лав и пирокластического материала.

На диаграмме (фиг. 71) представлен химизм лав Авачи. Начальные точки векторов лав соммы отмечены белыми кружками, лавы куполооб-



Фиг. 71. Вулкан Авача. Белые кружки — лавы соммы; кружки с точкой — лавы куполообразных экструзий; черные точки — лавы действующего конуса.

разных экструзий — кружками с точками, а лавы современного конуса — черными кружками. На диаграмме совершенно наглядно выступает различие в химизме продуктов перечисленных этапов вулканической деятельности. Общий характер ассоциаций вулканических пород Авачи напоминает близко то, что мы уже видели раньше на примерах продуктов японских вулканов в вулканических породах Мон-Пеле и других представителей естественных ассоциаций с ярко выраженным известково-щелочным типом.

Действующие вулканы северной группы

Не рассматривая подробно эти вулканы Камчатки, остановимся кратко лишь на некоторых их особенностях.

Ш и в е л у ч представляет самый северный из действующих вулканов Камчатки. Это огромный массив вулкана, южная часть которого опустилась, а другая, уцелевшая часть представляет главную вершину массива. Вершина опустившейся части прикрыта несколькими слоями пемзы и шлаков. Здесь сосредоточилась современная фаза деятельности, и тут выделяются мощные фумароллы на склоне к фирновому полю. Первые исследователи — Эрман и Богданович — рассматривали его как огромный моногенный вулкан, сложенный роговообманковыми андезитами, которые представляют наиболее распространенный тип лавы в этом вулкане. Эти светлые породы и пористые пемзовидные выбросы вулкана представляют особенно резкий контраст с темными продуктами извержения Ключевского вулкана.

Лавы Шивелуча в общем более лейкократовые и более кислые, чем лавы Ключевского вулкана. А. А. Меняйлов указывает и присутствие более основных излияний, участвовавших в строении Шивелуча. Он выделяет здесь три эруптивных фазы. В первую эруптивную фазу преобладающими являлись выбросы пирокластических продуктов, с которыми чередуются лавы, имеющие главным образом андезитовый состав (роговообманковый и пироксеновый андезит); однако среди них встречаются также потоки андезитобазальта. Эти образования слагают нижнюю часть вулкана. Залегание их более пологое, чем то, которое обнаруживают излияния лав второй эруптивной фазы. В эту вторую эруптивную фазу пирокластических продуктов почти не было. Лавы представлены роговообманковыми андезитами, сменившимися в конце фазы основными базальтовыми породами, образующими дайки среди роговообманковых андезитов и самые верхние потоки второй фазы эруптивной деятельности.

Затем последовало образование кальдеры и сброса, опустившего южную часть вулкана.

Продукты третьей фазы вулканической деятельности, заполняющие кальдеру вулкана, являются наиболее кислыми роговообманковыми андезитами Шивелуча. К ним же относятся и пемзы и шлаки на вершине. Эти же андезиты дают паразитические конусы на склонах.

Роговообманковые андезиты Шивелуча представляют очень типичные породы с крупными черными фенокристаллами роговой обманки и более многочисленными мелкими выделениями плагиоклаза светлосерой или розовой основной массы.

К л ю ч е в с к а я с о л к а является активным центром самой замечательной группы вулканов Камчатки. Она представляет вулкан чрезвычайно правильной формы, достигающий высоты 4860 м. Вулкан действует почти непрерывно, выделяя из кратера обильные газы и пеплы и временами извергая потоки лавы, стекающие по склонам, иногда отрываясь от вершинного кратера. На склонах и у подножья вулкана с разных сторон — многочисленные паразитные конусы, может быть побочные вулканы. В расположении паразитных конусов намечается некоторая правильность: с одной стороны, они располагаются как бы по радиусам, а с другой — могут быть сгруппированы в несколько концентрических колец. Сама вулканическая постройка Ключевской сопки представляет стратовулкан из перемежающихся толщ лав, пирокластических продуктов и частью льда в верхней части вулкана, и в общем большое единообразие вулканических продуктов указывает, что в истории его формирования не было, повидимому, таких перерывов, какие характерны для сложных вулканов типа Авачи.

Интересное явление, которое позволяет подметить изучение лав Ключевского вулкана и его паразитов, заключается в некотором различии их состава в зависимости от высоты, на которой находится место излияния лавы.

В 1932—1933 гг. произошли извержения побочных кратеров вулкана на северо-восточном склоне на высоте 500—600 м. В 1938 г. произошло еще более значительное извержение паразитов. На линии поперечного направления (т. е. СЗ—ЮВ) возникли конусы на склонах — сначала западном, потом восточном. На восточном склоне образовался ряд кратеров на различной высоте. Верхний из этих кратеров выбрасывал лишь рыхлые продукты, а нижние — все более и более значительные по размерам потоки лавы. Приблизительные высоты этих кратеров над уровнем моря распределялись в интервале от 900 до 1800 м. Лавы, собранные изучавшей извержение этих паразитных кратеров С. И. Набоко в 1938 г., лавы побочных вулканов на северо-западном склоне, расположенных значительно ниже и извергавшихся в 1932 г., и, наконец, лавы и выбросы лапиллей, извергнутые из главного кратера Ключевского вулкана в 1937 г., обнаруживают изменения в составе, которые, быть может, зависят от гравитационной дифференциации, продукту которой по составу связаны с высотой мест излияния этих лав. Это изменение в составе особенно резко выражается в величине параметра b . Для лав вершинного кратера Ключевской эта величина равна 19.5, для лав побочных паразитных кратеров (извержения 1938 г.) она равна 26.6 и 26.8, а для лав более низко расположенных кратеров северо-восточного склона извержения 1932 г. — около 30. Это изменение в химическом составе выражается и в минералогии лав тем, что в лавах вершинного кратера Ключевской присутствует гиперстен, а лавы побочных нижних кратеров богаты оливином.

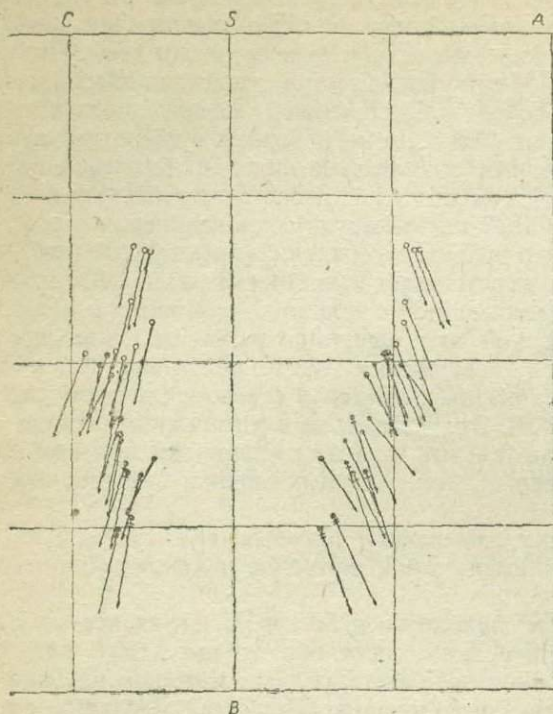
Анализ лав более ранних извержений Ключевского вулкана из потоков на северном склоне занимают промежуточное положение по их составу.

Вулкан Толбачик находится в 30 км на юго-запад от Ключевской сопки. Это — двойной вулкан, состоящий из потухшего вулканического конуса Острого Толбачика на западе, склоны которого глубоко изрезаны барранкосами, и действующего вулкана Плоского Толбачика с плоской вершиной и широким кратером с отвесными стенками. Для Плоского Толбачика характерно преобладание больших лавовых излияний. Широко растекавшиеся, относительно очень жидкие лавы нередко обнаруживают поверхность волнистой лавы. По составу это базальты довольно основные; от лав Ключевской отличающиеся, между прочим, несколько более низким значением параметра n , судя по трем имеющимся анализам. Плоская вершина этого вулкана покрыта льдом и фирном, в барранкосах на склонах, значительно меньших, чем в Остром Толбачике, видно чередование тонких потоков лав с волнистой поверхностью. Лавовые потоки Толбачика широко распространились, достигая подножья соседних вулканов. Большой лавовый поток Толбачика, достигший вершин реки Студеной, образует широкую ровную поверхность, на которой стоит шлаковый конус. Паразитные шлаковые конусы вообще очень многочисленны на южных склонах Плоского Толбачика. Распространение типа волнистой лавы связано с тем, что она, вероятно, была очень жидкой; среди выбросов встречаются «волосы Пеле».

На диаграмме фиг. 72 представлен химизм лав упомянутых трех действующих вулканов. Векторы, изображающие химические составы лав Шивелуча, отмечены белыми кружками в начальных точках. Для лав Ключевской сопки начальные точки векторов обозначены черными кружками, для лав Толбачика — белыми кружками с черной точкой. Диаграмма ясно показывает более кислый и более лейкократовый состав лав Шивелуча. Для последнего вектор, расположенный выше всех других, отвечает третьей фазе извержений; наоборот, векторы отвечающие небольшому значению параметра b , изображают составы лав конца первой и второй фаз.

Из векторов, представляющих химические составы лав Ключевской сопки, выше всего на диаграмме располагаются векторы, изображающие химический состав лавы вершинного кратера; по составу она отвечает андезито-базальту. Векторы лав, изливавшихся из более высоких паразитных

конусов восточного склона, отмечены одной поперечной черточкой вблизи начальной точки; векторы, представляющие химизм лав нижних побочных конусов, — двумя черточками. Указанные выше различия в составе лав из разных мест излияний выступают на диаграмме совершенно отчетливо.



Фиг. 72. Действующие вулканы Северной группы на Камчатке. Белые кружки — лавы Шивелуча; черные — Ключевской сопки; кружки с точкой — Толбачика.

молодые, но, вероятно, вулканы старше верхнего миоцена. В юго-восточной части гор и иногда обособленно встречаются на ограниченной площади интрузивные залежи и лакколлиты. В размытом вулканическом районе встречаются все проявления мощного вулканизма. Здесь имеются центральные ядра или штоки, представляющие вулканические каналы, затем огромные массы нагроможденных брекчий вместе с лавовыми потоками, наконец, системы дайк, связанных с центральными ядрами, пересекающих как брекчии, так и осадочные породы основания.

На восточном продолжении гор Хайвуд встречаются четыре главных массы изверженных пород лакколлитового характера и, кроме того, ряд дайк и интрузивных залежей. Эти не вырвавшиеся наружу магматические массы внедрились в песчаные сланцы и в песчаники, залегающие горизонтально там, где они не нарушены интрузиями. Вулканическая деятельность началась с излияния мощных потоков и образования эксплозивных брекчий трахиандезитового состава. Второй и последний период эруптивной деятельности дал материал, очень отличающийся от того, который был выброшен в первый период. Это более основные породы базальтового облика, главным образом анальцитомовые и лейцитомовые или псевдолейцитомовые базальты. Интрузивные породы обнаруживают большое разнообразие. Здесь имеются сиениты и пуласкиты, сиениты с содалитом и нозеаном, монзониты, шонкиниты, лейцитомовые шонкиниты, фергуситы, миссуриты и целый ряд жильных типов от сельвсбергитов и тингуаитов до минетт и лейцитомовых базальтов.

Пик Марос на Целебесе представляет фонолитовый купол, который является размытым фонолитово-трахитовым магматическим очагом с обна-

Совершенно ясно видны также отличительные особенности химизма лав Толбачика.

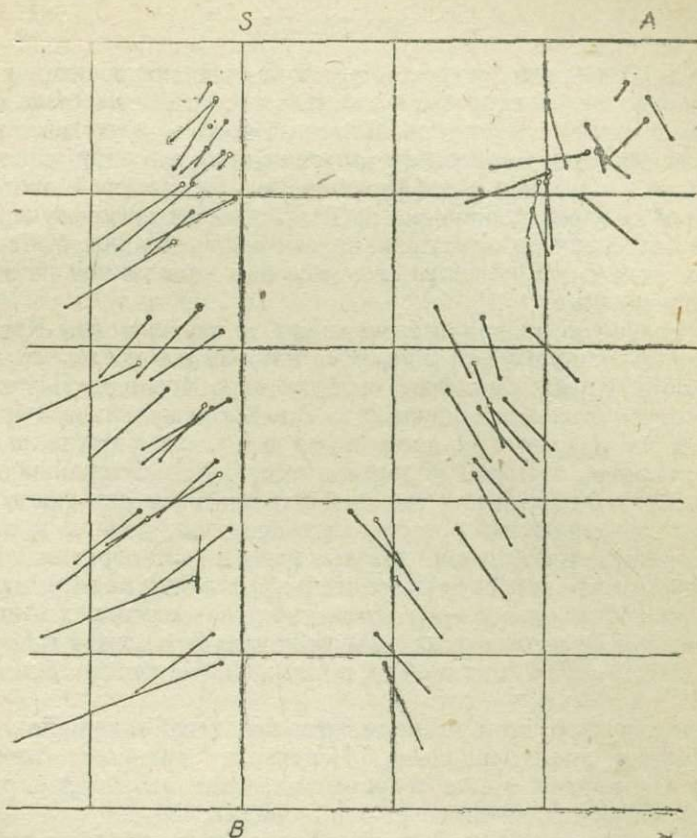
ТИП МАРОС-ХАЙВУД

Этот тип обнимает уже щелочные породы. Бурри объединил в нем богатые калием горные породы, типичными ассоциациями которых были взяты примеры из далеко удаленных друг от друга районов: с одной стороны, породы гор Хайвуд в Монтане, а с другой — породы массива Пика Марос на Целебесе. Эти две ассоциации изверженных пород, как увидим, несколько отличаются между собой, но в общем относительно близки.

Горы Хайвуд представляют группу потухших и глубоко эродированных вулканов. Все породы здесь здесь послемолового возраста, эоценовые или более

жившимся фонолитом-тералитовым ядром. Он залегает как лакколлит в третичных андезитах и базальтах. Породы Мароса прорывают известняки, возраст их постмиоценовый. У восточного подножья Пика Марос обнажаются шонкиниты и другие примыкающие к ним зернистые породы.

В диаграмме фиг. 73 нанесены векторы, изображающие химические составы пород обеих этих ассоциаций. Химические составы пород гор Хайвуд



Фиг. 73. Тип Марос Хайвуд. Белые кружки — зернистые породы пика Марос; черные — эффузивные породы пика Марос; кружки с точкой — породы гор Хайвуд.

изображены векторами, начальные точки которых отмечены кружками с темной точкой внутри. Зернистые породы пика Марос — белыми кружками, а эффузивные разности — черными.

Мы видим, что на обеих проекциях SAB и SCB векторы занимают положение, еще более сдвинутое вправо, чем в предыдущих типах ассоциаций. Это обогащение щелочами уже приводит в минералогическом составе этих горных пород к появлению таких особенностей, которые заставляют относить их к породам щелочным.

На проекции SCB характерно пологое направление векторов, указывающее на большое количество калия. Обе эти ассоциации относятся к средиземноморскому типу Ниггли, обнимающему калиевые щелочные породы. Можно заметить также, что в среднем породы Хайвуд беднее полевошпатовой известью, чем породы типа Марос. В отношении расположения векторов на проекции следует заметить очень важную особенность, что хотя они значительно сдвинуты вправо, обнаруживая, таким образом, принадлежность этих пород к щелочным, однако общее направление поля векторов остается примерно параллельным тому, какое мы видели в рассмотрен-

ных до сих пор типах. Впрочем, небольшая разница между породами Хайвуд и породами Марос заметна и в этом отношении. Векторы, представляющие химический состав Марос на проекции *SAB*, при движении кверху сдвигаются вправо сильнее. Эту особенность мы увидим еще резче выраженной в других типах ассоциаций щелочных горных пород.

ТИП ГАВАЙИ

Вулканы Гавайских островов представляют исключительный интерес для решения основных вопросов вулканологии. Здесь мы имеем мощное проявление вулканизма в центральной части Тихого океана вдали от материков; поэтому явления дифференциации гавайских лав принимают за отправную точку для суждений о дифференциации базальтовой магмы вообще. Вместе с тем явления вулканизма на Гавайских островах изучены особенно подробно благодаря работам вулканологической станции. Материал по химизму лав тоже очень обширен, поэтому мы остановимся на типе Гавайи несколько подробнее.

Лавы гавайских вулканов были подробно изучены еще Кроссом, затем они изучались Вашингтоном и другими авторами, в последнее время интересная работа об этих лавах была опубликована Ховардом Пауэрсом (1935).

Кросс предполагал, что каждый из гавайских вулканов образован первоначально лавовым щитом, вроде потоков Килауэа, возникшим во время активного периода частых и обширных извержений; затем каждый первоначальный щит в большей или меньшей степени подвергся размытию в период угасающей деятельности, которая спазмодически давала паразитические шлаковые конусы и небольшие лавовые потоки. Он обратил также внимание на тот факт, что наиболее уклоняющиеся сапические и фемические типы лав являются обыкновенно продуктами таких более поздних местных извержений и их нет среди лав действующих вулканов Килауэа и Мауна Лоа.

Из рассмотренных фактических данных он пришел к таким предположениям:

1. Мало вероятно, что в главном очаге под гавайским районом происходила заметная дифференциация. Некоторые вулканы, гораздо более молодые, чем другие, также современные, дали одинаковое разнообразие базальтовых типов во время своей деятельности.

2. Во время роста каждого вулкана в лавах появлялась умеренная изменчивость без какой-нибудь заметной правильности. Процесс дифференциации прерывался слишком часто, чтобы результаты дифференциации могли отчетливо сказаться.

3. С затуханием вулканической деятельности и, возможно, с сокращением и ограничением очагов лавы получалась более высокая степень дифференциации, выразившаяся в более сапических и более фемических лавах, чем лавы ранних стадий.

4. В длинный период паразитических извержений были благоприятные условия для сильной дифференциации, причиной чему могла быть локализация небольших очагов лавы или удлинение интервалов покоя.

Сидней Пауэрс добавляет к этому такие указания: к окончанию развития вулканического сооружения местами появляются более необычные типы горных пород. Трахиандезит в противоположность базальту находится на вершинах Халеакала и Мауна Кеа; трахит образует покрывку на частях западного Мауи и Мауна Кеа; нефелинсодержащие породы появляются в молодых туфовых конусах и потоках на востоке и западе Оаху, в молодом кратере на Кауаи и, вероятно, в самых молодых туфовых конусах на другом из более древних островов. Эти редкие типы почти совершенно отсутствуют среди древних пород на каком-либо из главных вулканов. Нахождение этих редких типов, которые должны быть дифференциатами базальта, повидимому, указывает, что такая дифференциация характерна для заключительных стадий гавайского вулканизма и что она происходила в отдель-

ных вулканах или может быть одновременно в двух связанных вулканах. Каждый вулкан на Гавайских островах возникал на пересечении трещины земной коры, питался той же первичной магмой и, наконец, терял связь с этим источником. Когда это происходило, дифференциация приводила к образованию нефелинового базальта и трахита, которые появляются к концу главной вулканической фазы и позднее после значительной эрозии.

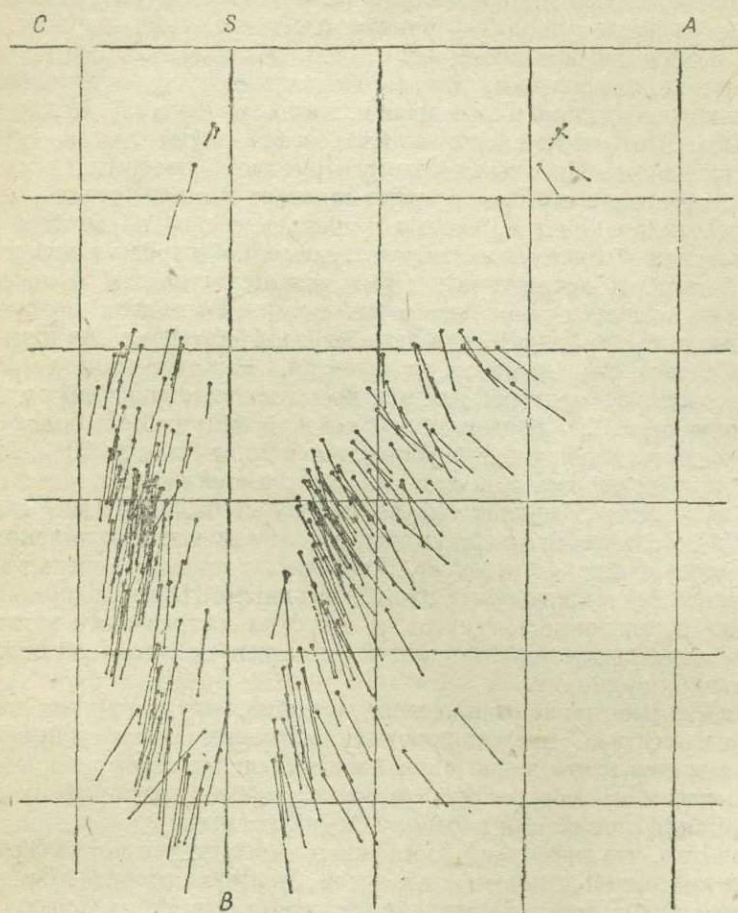
Ховард Пауэрс подтверждает заключение прежних авторов. Два гавайских вулкана, Килауэа и Мауна Лоа, находятся в активной деятельности, два других, Хуалалаи и Халеакала, — в сильном упадке деятельности, а остальные большие вулканы — в покое или совершенно потухли. На этих вулканах в продолжение последней стадии образовались многочисленные паразитические извержения, давшие большие конусы пирокластического материала и относительно малые потоки. Все лавы Килауэа и многие Мауна Лоа сходны. Это тонкие слои с незначительной мощностью по сравнению с распространением. Породы вообще пузыристые. Одни имеют гладкую поверхность пахотую с оболочкой из пузыристого стекла, другие — неровную поверхность из шлаковатой, частью кристаллической лавы. Эта разница в поверхности не отражается на главном теле горной породы и поверхностная часть не толста. В породах могут быть или отсутствовать фенокристаллы оливина даже в частях одного и того же потока. Во многих местах они содержат кристаллы табличатого плагиоклаза. Настоящих фенокристаллов пироксена в этом типе лавы не встречается. Микроскопически основная масса офитовой и субофитовой или интерсертальной структуры с небольшим количеством стекла. Некоторые из потоков Мауна Лоа более мощные и сопровождаются шлаковым материалом в количестве до 20%. Нешлаковатые части представляют пласти и линзы массивной породы, которая бывает почти не пузыристой. Основная масса ее интерсертальная или интергранулярная. Наблюдаются микрофенокристаллы плагиоклаза и пироксена; оливин присутствует или отсутствует. В некоторых потоках очень мало плагиоклаза и наблюдается только пироксен и оливин. Нефелиновые базальты, нефелиново-мелилитовые базальты и трахиты встречаются только среди продуктов извержения паразитических шлаковых конусов на поверхности недействующих вулканов.

Ховард Пауэрс пришел также к заключению, что обширные потоки однообразного состава представляют существенно недифференцированную первичную магму и что лишь случайные небольшие извержения в стадии упадка выносят на поверхность разные продукты, которые получают вследствие дифференциации первоначальной магмы.

Барт считал, что дифференциация тихоокеанских лав может быть объяснена гравитационной кристаллизационной дифференциацией. Он дает схематическую диаграмму, где представляет дифференциацию как распадение суббазальтовой магмы на две ветви, которые при помощи гравитационной дифференциации идут в направлениях двух эвтектик: полевой шпат — нефелин или полевой шпат — кварц.

Пауэрс из полевых наблюдений представителем первичной базальтовой магмы считает ту, которая дала лавы Килауэа, Мауна Лоа и глубоких ядер других вулканов. Он оспаривает мнение Барта и, подводя итоги фактическим данным о распространении различных лав, считает, что первичная гавайская магма дает известковистые базальты и известковистые суббазальты. После небольшой дифференциации магма доставляет, может быть при выделении оливина и известковистых плагиоклазов, натриевые базальты и натриевые суббазальты. Значительная дифференциация приводит к щелочным породам — пачифицитам, тефритам и базанитам. Крайняя дифференциация дает трахит и нефелиново-мелилитовый базальт. Этот ход дифференциации, по мнению Пауэрса, не может быть объяснен фракционной кристаллизацией, которая должна бы давать, по его мнению, ряд насыщенных или пересыщенных лав со все более щелочным полевым шпатом.

Рассмотрение диаграммы, представленной на фиг. 74, показывает, что гавайские лавы обнаруживают большое разнообразие по своему химическому составу. Хотя диаграмма не имеет характера статистической диаграммы, представляя анализы всего 113 образцов, она все же позволяет видеть сгущение роя векторов в области составов базальтов. Это место, где векторы расположены наиболее густо, является в то же время как бы местом перегиба полосы. Вниз, в сторону возрастания феррических составных частей, направление полосы почти не отличается от того, что мы видели в ранее рас-



Фиг. 74. Тип Гавайских островов.

смотренных типах. Здесь можно отметить только широкое рассеяние векторов, отвечающее появлению таких щелочных базальтоидных пород, как меллитовые и меллитово-нефелиновые базальты. Верхняя часть полосы, в сторону возрастания щелочных составных частей, на проекции SAB наклонена к оси SB под значительно большим углом, чем это имело место в ассоциациях пород известково-щелочных типов.

Векторы, изображающие химические составы гавайских пород, как мы видим из диаграммы, рассеяны довольно широкой полосой, что в значительной мере зависит от того, что на диаграмме изображены химические составы пород разных вулканов в разные периоды их деятельности. Такая диаграмма дает лишь характеристику всей петрографической провинции в целом. Для этой характеристики, как уже говорилось, степень рассеяния векторов является таким же существенным признаком, как и другие особенности их роя.

Таити — самый крупный из островов Товарищества — представляет глубоко размытый вулкан. Глубокие долины в его центральной части проникли внутрь этого щитового вулкана и обнажили кристаллически-зернистые породы его застывшего очага. Эти зернистые породы разнообразны. Среди них встречены нефелиновые сиениты, нефелиновые монцониты, люскладиты (нефелиновые породы с оливином и биотитом, но без авгита), эсекситы, верлиты, тингуанты, мафраиты (близкие к тералитам) и микрогаббро, мончикиты и камптониты.

Лавовые породы окружают ядро кристаллически-зернистых пород. Среди них преобладают базальты и щелочные базальтоидные породы, но, кроме того, здесь имеются фонолитовые трахиты, фонолиты и оригинальная порода, которую Лякруа назвал таититом. Таититы характеризуются кристаллами гаюина, то микроскопическими, то крупными. В некоторых разновидностях присутствует только один этот минерал, заключенный в буроватом стекле с пылинками магнетита, в других разновидностях таитита присутствуют эгирин, сфен, микролиты авгита, анальцим, когорый Лякруа считает первичным; наконец, есть разновидности с роговой обманкой. К базальтам примыкают меланокраговые типы, которые Лякруа выделил под названием океанитов. Это название дано вследствие распространенности таких пород на островах Тихого океана, в том числе и на Таити. В этих породах плагиоклаз составляет всего 20%, на долю авгита и оливина приходится 75%, а остальное руда и частью апатит.

На диаграмме фиг. 75 представлен химический состав пород с острова Таити. Сравнивая эту диаграмму с той, которую мы имели для пород Гавайских островов, мы видим, что типы здесь близкие. Как породы, наиболее богатые фемическими составными частями, так и противоположные им по характеру породы с преобладанием салических частей, изображаются векторами, близко отвечающими векторам таких же пород с Гавайских островов. В средней части полосы векторов последние занимают положение, отвечающее правой части полосы векторов гавайских пород. Таким образом, в типе Таити мы можем видеть дальнейшее уклонение в том же направлении ко все более и более щелочным породам, как это мы видели уже в ранее рассмотренных типах. Некоторые из пород Таити в салическом конце роя векторов становятся пересыщенными щелочами, и проекций векторов на плоскость SCB переходят вправо от оси SB ; начальные точки этих проекций отмечены кружками с точкой внутри.

На диаграмме белые кружки в начальных точках векторов обозначают кристаллически-зернистые породы, черные — породы вулканические, не вполне раскристаллизованные.

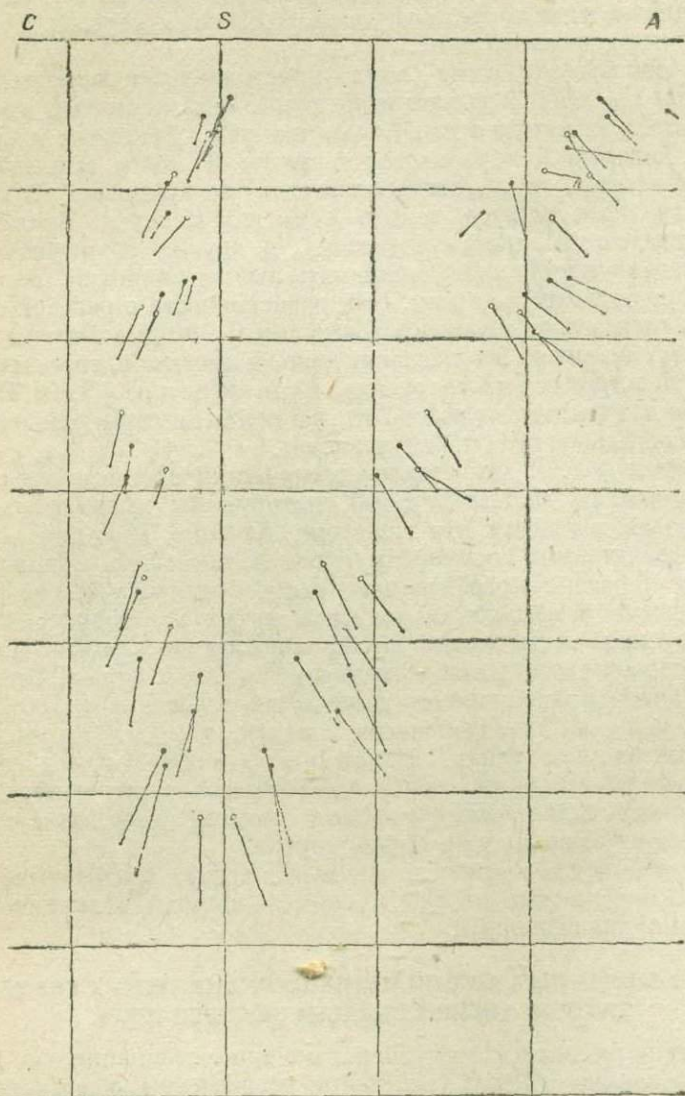
ЗАМЕЧАНИЯ О ЩЕЛОЧНЫХ АССОЦИАЦИЯХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД ТИХООКЕАНСКОЙ ОБЛАСТИ ЗЕМНОГО ШАРА

Среди этих пород мы рассмотрели только три ассоциации, но из этого рассмотрения можно сделать некоторые заключения общего значения. Во всех этих ассоциациях щелочной характер пород выражается в том, что рой векторов сдвигаются все более вправо в направлении оси SA и в то же время приближаются к плоскости SAB , что выражается тем, что на проекции SCB они также сдвигаются вправо. Перемещение вправо на проекциях SAB и SCB происходит неодинаково, и это тоже может характеризовать различие в химизме разных естественных ассоциаций горных пород.

Смещение роев векторов на проекции SAB может быть двоякого рода, и оба эти рода мы уже имели в рассмотренных примерах. В типе Марос-Хайвуд смещение векторов вправо не сопровождается увеличением наклона полосы векторов к оси SB по сравнению с тем, какой мы имели для полос векторов известково-щелочных ассоциаций. В другом случае одновременно

с общим возрастанием щелочного характера всех пород ассоциации наклон полосы векторов к оси *SB* увеличивается. Это мы видели в породах Гавайских островов и Таити.

Для щелочных ассоциаций горных пород еще более важным признаком различия, чем в ассоциациях известково-щелочных, является соотношение щелочей калия и натрия. На наших диаграммах это отчетливо выражается, как мы уже видели, в наклоне проекций векторов к оси *SB* на проекции *SCB*.



Фиг. 75. Тип Таити. Белые кружки—зернистые изверженные породы; черные — вулканические породы.

Из рассмотренных ассоциаций калиевый тип Хайвуд-Марс резко отличается в этом отношении от типа Гавайских островов и типа Таити.

Так же как и при рассмотрении известково-щелочных типов ассоциаций изверженных горных пород, мы и теперь видим, особенно в тех случаях, когда диаграмма обнимает большое количество отдельных примеров горных пород, что полосы векторов являются довольно широкими и частично перекрывают друг друга. Отсюда, как уже указывалось, мы можем сделать вывод о той точности, с какой можно различать отдельные типы.

Глава XI. ПРИМЕРЫ АССОЦИАЦИЙ НОВЕЙШИХ ГОРНЫХ ПОРОД АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Мы рассмотрим теперь несколько примеров ассоциаций вулканических горных пород и частью связанных с ними изверженных пород, застывших на большей глубине, из другой половины земного шара. На этих примерах можно будет подметить, с одной стороны, и различия между теми и другими ассоциациями и те общие правильности, которые здесь существуют. Как примеры мы, прежде всего, возьмем главнейшие или характерные с интересующей нас точки зрения острова Атлантического океана и затем некоторые примеры из Средиземноморской области. Некоторые примеры в добавление к этому будут рассмотрены в следующей главе.

ИСЛАНДИЯ

Вулканическая деятельность на Исландии продолжается с третичного времени до настоящего с большой силой. Остров представляет собой выступающий в виде горста обломок очень обширной площади базальтовых излияний. Исландская базальтовая столовая возвышенность разбита сбросами, котлообразными и ступенчатыми грабенами. Эти разломы сказываются и в топографии и в очертаниях береговой линии. Преобладают два направления этих разломов. На севере преобладают меридиональные разломы. Такой разлом по долине р. Скалфанды ограничивает с запада центрально-исландский район молодого вулканизма, тянущийся на север от массива Ватна-Йокул. Этот вулканический район представляет поле опускания, где с четвертичного времени продолжается сильная вулканическая деятельность. Второе направление более молодых разломов — северо-восточное. Ему следуют послеледниковые и самые молодые вулканические ряды и вулканические трещины. Водораздел в Исландии проходит в направлении, близком к широтному.

Самыми древними частями острова являются его северо-западная и восточная части. Они состоят из третичных плато-базальтов. Мощность этой толщи более 3 000 м. Ее основание нигде не вскрыто. Третичные базальты представляют необыкновенно однообразные породы более темной окраски, чем молодые базальты, и с менее правильной трещиноватостью. В них очень распространено образование миндалин, выполненных халцедоном, цеолитами и известковым шпатом. Знаменитое месторождение исландского шпата заключено в этих третичных базальтах. Базальтовое плато образовано вылившимися одна на другую тонкими покровообразными потоками. Многочисленные базальтовые жилы различного возраста пересекают базальтовые покровы. Есть такие, которые кончаются внутри базальтовой толщи или переходят в интрузивные залежи.

О возрасте третичных базальтовых покровов можно судить по прослойкам осадков с бурыми углями и лигнитами, содержащих остатки растений, среди которых были определены формы нижнего и верхнего миоцена.

Кроме базальтов в виде штоков, интрузивных залежей и жил в базальтах плато находятся небольшие массы липаритов. Они распространены по всей стране, но едва ли поверхность их занимает 0.8% площади базальтов. Своей

светлой окраской они представляют резкий контраст с базальтами. Исландские липариты не связаны с каким-нибудь определенным горизонтом, они встречаются в третичных базальтах и в четвертичных палагонитовых туфах. Отдельные липаритовые потоки изливались в послеледниковое и даже древнеисторическое время.

Минералогический состав липаритов с течением времени оставался постоянным. Это липариты, для которых характерно отсутствие слюды и санидина в выделениях. В виде интрузивных форм они принимают гранофировую структуру. В области центрально-исландского вулканического района под четвертичными базальтами и туфами залегают достигающие 400 м мощности плиоценовые пресноводные и прибрежные образования.

Извержения огромных базальтовых масс продолжались в четвертичное время. Четвертичные базальты обыкновенно обладают долеритовой структурой, несколько более светлой окраски, и в них можно различить их минеральные составные части. Они пористы и часто обнаруживают столбчатую отдельность. По этим признакам они отличаются от третичных базальтов, а также от молодых послеледниковых лав, которые почти всегда плотнее (скорее с анамезитовой структурой) и обладают более темной окраской. Очень часто на четвертичных долеритах попадают ледниковые шрамы.

Извержение четвертичных базальтов совпадало с значительным и широко распространявшимся оледенением острова. Совместное действие оледенения и интенсивного вулканизма в стране, находящейся под мощным ледяным покровом, создало своеобразные отложения исландской палагонитовой формации. Эти туфовые и шлаковые отложения залегают между четвертичными базальтами и обнимают речные, озерные и морские отложения вулканического материала. Окраска туфов бурая, различных оттенков, также красная, желтая, серая. Материал состоит из рыхлых базальтовых продуктов.

Излияние базальтовых лав под ледяным покровом приводило и к быстрому таянию ледяных масс; соприкосновение с магмой воды, получающейся от таяния, вело к растрескиванию базальтового материала. Без воздействия льда четвертичные базальтовые излияния имели бы такой же характер, как третичные или как современные лавы, изливающиеся вне областей оледенения. Таким образом возникло большое количество рыхлых продуктов, сопровождающих четвертичную базальтовую формацию, в отличие от третичных и послеледниковых образований.

Четвертичная палагонитовая формация образует выпуклую на юго-восток зону, где проявился также послеледниковый и современный вулканизм.

Исландия представляет исключительный интерес для изучения морфологии вулканов. Здесь наблюдаются такие формы четвертичных и современных вулканических образований: под названием гья или гьяу известны зияющие, лишённые кратеров вулканические трещины, из которых выливались огромные массы очень жидкой лавы, распространявшейся в обе стороны в форме покровообразных потоков. Такие трещины тянутся на многие километры. Извержения из них представляют линейные извержения в их чистом виде. Наиболее известным примером является Элдгья длиной в 30 км.

Если при линейных извержениях происходит спокойное излияние лавы, то все же оно не обходится без некоторых взрывных явлений. Другой крайней формой линейных извержений являются эмплозионные грабены — длинные, узкие впадины с обрывистыми стенками из туфов и туфобрекчий, иногда чередующихся с лавовыми потоками.

Переходом от линейных к центральным извержениям являются ряды кратеров, особенно широко распространенные в Исландии. Кратеры иногда имеют вытянутую вдоль ряда форму. В некоторых случаях из них развивается настоящий стратовулкан, и получается, таким образом, переход из линейных извержений в центральные. Самый известный вулкан Исландии Гекла образовался таким образом. Образование ряда кратеров при-

урочно к началу образования трещины, дающей массовые излияния; окончание трещинных излияний также приводит к возникновению ряда кратеров.

Типичным для Исландии проявлением лавовых центральных излияний являются лавовые щиты в ульканы. Такого рода вулкан исландцы называют лингья. Эти вулканы образуются только из потоков очень жидкой лавы в виде круглого плоского щита с уклоном склонов всего 10° . На выпуклом вершинном плато помещается кратер с вертикальными стенками; его окружает кратерный вал, образованный лавовыми фонтанами. Форма щита нарушается, если лава встречает на своем пути препятствие. Исландские щитовые вулканы или четвертичные, или отчасти послеледниковые. Современных вулканов такого типа в Исландии нет.

Особенную форму представляют вулканические горсты в виде четырехугольных базальтовых масс с обрывистыми стенками мощностью в несколько сот метров, из наслоенных покровов базальта. Образование их связывают или с тектоническими причинами или с деятельностью материкового оледенения, изменившего круглое очертание излившихся базальтовых масс; такие горсты очень распространены в Исландии.

Липаритовые экструзивные куполы Исландии иногда трудно отличить от интрузивных масс этих пород, вскрытых эрозией. Образование липаритовых экструзий сопровождалось накоплением пемз; в верхних частях экструзий липариты иногда переходят в обсидианы.

Редкими в Исландии являются взрывные кратеры и образования типа маар.

Относительно редки также и большие стратовулканы, примером которых может служить Снефелльс-Йокул. Среди его базальтовых лав встречаются трахибазальты, указывающие на несколько щелочной характер. Самым известным вулканом Исландии является Гекла. Он не покрыт ледниками. Туфы и брекчии, чередующиеся с долеритами, слагают вытянутую гряду. Она прорезана мощной расщелиной, доставившей огромные массы лав. Трещина значительного сброса пересекает под Геклой систему трещин; этот вулкан развился из кратерного ряда, повидимому на месте пересечения двух разломов. В строении Геклы преобладают лавовые излияния над рыхлыми продуктами, так что в этом отношении он является в то же время переходом к лавовым вулканам.

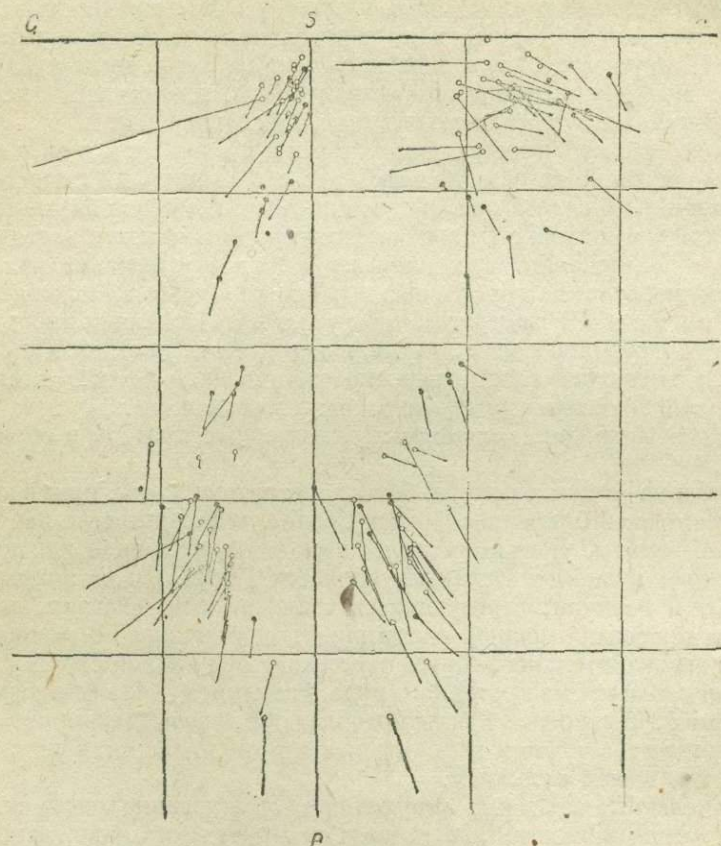
Многочисленные кратеры, окруженные обыкновенно относительно невысоким шлаковым валом, повидимому, отмечают места нахождения неглубоких пологозалегающих очагов. Они представляют аральный тип извержений, как его называет Рекк, и известны во многих местах Исландии.

Химизм исландских лав обнаруживает некоторые особенности, которые станут ясными при рассмотрении диаграммы, представленной на фиг. 76. На этой диаграмме векторы, начальные точки которых обозначены белыми кружками, изображают составы лав древних третичных и четвертичных вулканов. Начальные точки векторов, изображающих составы лав молодых послеледниковых и современных вулканов, обозначены черными кружками.

Рассматривая диаграмму в целом, мы замечаем значительные отклонения в составе как кислых, так и основных, наиболее распространенных лав. Диаграмма представляет полосу векторов с двумя сгущениями по концам, и вместе с тем в этих сгущениях мы видим широкие отклонения от средних типов. В общем полоса совпадает с средним направлением роствекторов известково-щелочных пород.

Нужно заметить, что многие из тех анализов, данные которых представлены на диаграмме, относятся к старому времени, когда методика анализа была мало разработана. Мы имеем здесь, например, много анализов Бунзена (1848). Некоторые отклонения быть может объясняются неточностью таких анализов (например высокое содержание калия в нескольких анализах базальтов). Однако основные особенности диаграммы не зависят от этих возможных неточностей.

Если сравнивать рои векторов для пород Исландии с близкими роями тихоокеанских пород, можно заметить, что на диаграмме пород Исландии векторы несколько короче, чем у тихоокеанских пород, особенно в средней части диаграммы. Это указывает на относительно повышенное содержание железа. В некоторых кислых породах (липаритах) древних извержений мы видим векторы почти горизонтальными; а в некоторых случаях они



Фиг.76. Исландия. Белые кружки — древние, третичные и четвертичные лавы; черные кружки — молодые, послеледниковые и современные лавы.

совсем исчезают. Это указывает на почти совершенное отсутствие магнезии, а иногда и свободной извести в таких породах. В числе анализов послеледниковых лав мы имеем старый анализ Сарториуса фон-Вальтерсхаузена, в котором совсем отсутствуют щелочи. Один, также старый, анализ (Гента) липарита показывает отсутствие феррических составных частей.

Рассматривая расположение векторов исландских пород на диаграмме, не трудно подметить такую особенность. В основных породах векторы новых лав (с черными кружками) и векторы более старых лав (с белыми кружками) почти не обнаруживают расхождения, или даже среднее положение векторов с белыми кружками приходится несколько правее на проекции *SAB* и частью *SCB*, чем положение векторов с черными кружками. Для кислых пород — липаритов — мы видим, наоборот, довольно резко разграниченное положение тех и других векторов, и здесь на проекции *SAB* векторы с черными кружками определенно располагаются правее векторов с белыми кружками. Таким образом, мы видим, что кислые дериваты базальтовой магмы в послеледниковое и настоящее время получают более богатыми щелочными алюмосиликатовыми компонентами, чем это имело место, судя по анализам липаритов, раньше в третичное и четвертичное время. Вследствие этой особенности полоса векторов для новейших пород получается накло-

ненной несколько сильнее к оси *SB*, чем полоса векторов пород более древних. В этом выражается так называемая «трахидолеритовая тенденция» исландских лав.

АЗОРСКИЕ ОСТРОВА

Группа девяти Азорских островов расположена по середине Атлантического океана. Самый западный из них одинаково удален от Европы и от Ньюфаундленда. Острова сложены из молодых вулканических лав. На юго-восточном из них, острове Санта-Мария, в нескольких местах на базальтовом основании залегают морские известняки с окаменелостями, относящиеся к среднему миоцену и покрываемые более новыми изверженными породами. Лавы различных островов очень похожи друг на друга; молодые лавы имеют ясно выраженный щелочной характер, кислые из них имеют трахитовый состав, а наиболее основные представлены мадейритами и англантитами, т. е. меланократовыми эссекситами и трахидолеритами. Базальты Азорских островов также имеют щелочной характер (трахибазальты и эссекситовые базальты). Среди лейкократовых пород появляются и пересыщенные щелочами виды. Трахиты являются более молодыми, чем трахидолеритовые базальты, а последние лавы, изливавшиеся после трахитов, опять представляют щелочные базальтоидные породы. Современный вулканизм проявляется только на средних островах архипелага.

Исторические извержения на Азорских островах давали значительные потоки базальтовых лав, но некоторые извержения на острове Сан-Мигуель доставляли трахитовые пемзы и по характеру походили на извержения пелейского типа.

Диаграмма химического состава лав Азорских островов представлена на фиг. 77. В общем мы видим здесь полосу, довольно хорошо отвечающую щелочному натриевому типу. Наиболее меланократовой породой является оливиновый долерит, в котором обращает на себя внимание также повышенное содержание калия вместе со щелочным характером алюмосиликатовой составной части. Подобный же выходящий из общего ряда состав с повышенным содержанием щелочей и относительно богатый калием мы видим в средней части роя, где проекция вектора этой породы на плоскости *SCB* сильно приближена к оси *SB*. Эта порода из Порта-Фермозо на Сан-Мигуеле была определена Эйзенвейном как оливиновый базальт с щелочным полевым шпатом. Ее надо относить, очевидно, к щелочным базальтоидным породам. Уклоняющиеся в другую сторону породы, очень богатые полевым шпатом известью и в этом отношении приближающиеся даже к породам таких типов известково-щелочных ассоциаций, как тип Пеле, являются плагиоклазовым базальтом (остров Сан-Жорже). В остальном серия химических составов лав Азорских островов является выдержанной.

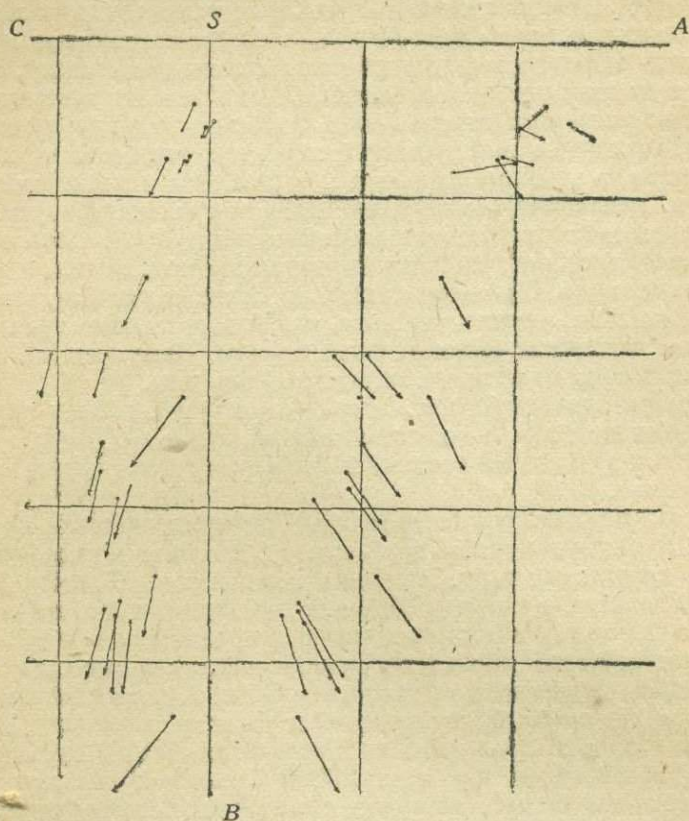
ОСТРОВ МАДЕЙРА

Мадейра представляет широтный кряж около 70 км в длину и более 20 км в ширину. Вулканизм здесь совершенно потух. В горный массив врезались глубокие долины и обнажили ядро вулканических образований. В каньонобразной долине Гран-Куррал видно строение острова, образованного из периклинально залегающих слоев лав и туфов. В долине Сан-Винcente встречены среднемиоценовые известняки с окаменелостями. Хартунг считает их лежащими под вулканическими образованиями, а Гагель — проникшими в миоценовое время в залив острова более древнего, чем средний миоцен. Вольф присоединяется к выводам Хартунга. На северном берегу под лавами и туфами встречен горизонт с остатками растений, указывающих на четвертичный возраст. В общем остров Мадейра представляет вулканический кряж, возникший на продольной трещине, которая сопровождается трещинами поперечными.

Извержения по этим трещинам образовали сложную систему вулканических построек из лав, туфов, шлаков и т. д. Гран-Куррал представляет

вулканическую впадину, расширенную эрозией; в ее стенках можно видеть многочисленные жилы темных базальтов и светлых трахитовых пород. Сохранившиеся еще на острове кратеры, лавовые потоки с пустотами и каналами и т. д. указывают на молодую вулканическую деятельность, вероятно, начавшуюся, как было сказано, еще в миоцене.

Лавы Мадейры имеют разнообразный состав. Первоначальной магмой была базальтовая; к ней примыкают трахидолериты, трахибазальты, мончи-



Фиг. 77. Азорские острова.

киты и лимбургиты, с другой стороны, лавы становятся кислее, переходя в трахиандезиты и трахиты. На диаграмме фиг. 78 представлено разнообразие изверженных горных пород Мадейры. Несмотря на большую длину полосы векторов, она очень хорошо выдерживает свое направление и не обнаруживает больших отклонений. Несколько выделяющийся по своему положению вектор породы, обнаруживающей в своем составе минимальное количество полевошпатовой извести, изображает состав породы, которая определена как эссексит или как содалитовый сиенит. В общем узкая полоса векторов, изображающая составы горных пород Мадейры, обнаруживает не очень резкий щелочной характер, хотя, несомненно, уже отвечает ассоциации щелочных пород. В дальнейшем мы увидим близкую ассоциацию в лавах Этны, но среди последних мы не найдем так далеко зашедших в меланократовом направлении представителей, как на Мадейре. Под названием мадейрита были выделены такие очень меланократовые зернистые породы эссексит-долеритового типа. На нашей диаграмме мадейрит представлен вектором, находящимся в самом низу. Группа довольно тесно расположенных векторов с величиной b около 35 отвечает щелочным базальтоидным породам, каких мы не встречаем на Этне. Наиболее лейкократовая порода Мадейры представлена трахитом из Гран-Куррал.

КАНАРСКИЕ ОСТРОВА

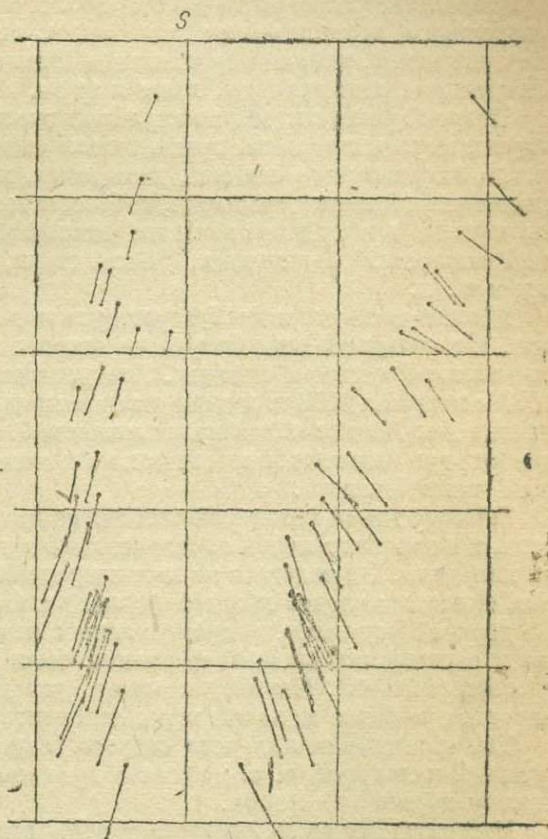
Из Канарских островов мы остановимся только на самом большом острове — Тенерифе и острове Пальме, получившем известность благодаря своей кальдере.

Остров Тенериф. Наиболее крупный из Канарских островов Тенериф сложен из следующих геологических единиц. Основание его образуют лавы базальтовые, долеритовые и базанитовые, представляющие подводные образования и особенно богатые цеолитами. В очень подчиненном количестве встречаются трахитовые жилы. Значительная эрозия и выветрелость пород говорят за относительно древний возраст. С этими же лавами связаны туфы, аггломераты и затем фонолиты. Эти вулканические массы основания острова относят к древней базальтово-фонолитовой формации Канарских островов.

На этой формации располагаются, во-первых, массы шлаков, туфов и базальтовые потоки, слагающие хребет Кумбре, занимающий выдающуюся на северо-запад относительно узкую часть острова, и, во-вторых, вулканическое образование главной западной части острова, представляющей огромную сомму с обширной кальдерой эллиптического очертания, внутри которой поднимаются молодые вулканические конусы Пико-де-Тейдо и Пико-Виехо. Породы, слагающие куполообразную массу соммы, представляют главным образом фонолиты и трахиты в форме мощных, перекрывающих друг друга коротких потоков. Эти потоки чередуются со светлыми туфовыми массами, а долеритовые и базанитовые лавы встречаются здесь только в подчиненном количестве. Трахиты образуют также куполы. Верхние части фонолитовых потоков застывают часто в виде обсидианов и сопровождаются пемзами и пемзовыми туфами, а также пиперноподобными аггломератовыми лавами.

Из трахитовых и фонолитовых лав сложен также конус Пико-Тейде. Главным образом это фонолитовые обсидианы, но встречены также и трахибазальты (трахидолериты). Извержения исторического времени дали в 1706 г. базальтовую лаву из вулкана Монтанья-Негра на северной стороне острова. В 1798 г. открылись три кратера на южном склоне Пико-Виехо. Лава была трахидолеритовой. Замечательное извержение осенью 1909 г., при котором двум местным крестьянам удалось видеть начало извержения на ровном склоне горы, доставило глыбовую базальтовую лаву.

Остров Пальма. Остров Пальма получил большую известность благодаря своей знаменитой кальдере. Он состоит из двух плоских вулка-



Фиг. 78. Остров Мадейра.

нических куполов относительно древнего, как можно думать, возраста; один налегает на другой, будучи отделен периодом эрозии.

Знаменитая кальдера представляет огромную котлообразную долину, вскрывающую строение вулканического массива. Она имеет эллиптическое очертание до 7 км в поперечнике и врезается в купол на глубину от 1000 до 1800 м. Ее дно спускается к морю от высоты 700 м. Вход представляет каньонобразное ущелье.

Основание кальдеры до высоты 1400 м входит в состав древнего купола, сложенного эссекситовыми диабазами, подвергшимися зеленокаменному перерождению, хлоригизированными и эпидотизированными; перемежаются афаниты, амигдалоиды, лавы и туфы.

Второй купол состоит из подобных же пород. Эти древние эссекситовые горные породы прорваны сравнительно свежими штоками и жилами эссексита, нефелинового сиенита, мондонита, пикрита и сопровождающими их жильными породами, такими, как босгониты, камптониты и др. Лавы второго купола представлены также щелочными основными породами, трахибазальтами, базальтами, базанитами, нефеленитами, лимбургитами и т. д.

Южная часть острова образует вулканический гребень из более молодых лав. Исторические извержения на острове происходили только в этой южной молодой части на склонах. Извержения были в конце 1646 г., в конце 1677 и в начале 1678 г. и дали рыхлые продукты и лавы. В апреле 1785 г. в районе Лос-Льянос образовался шлаковый конус 120 м высоты и вылились два или три больших лавовых потока к западу. Они состояли из лимбургитового трахибазальта.

Равнина перед кальдерой состоит из мощных слоев морского конгломерата, залегающего почти горизонтально и проникающего в большой каньон кальдеры. Он залегаёт на лавах древней формации и прилегает к крутым склонам молодой лавовой формации. Считают, что конгломераты моложе древней формации и одновременны с началом молодой. Под галечниками в расщелинах древней формации были найдены морские известняки среднего миоцена. Поэтому считают, что древний купол является домиоценовым, а более молодой верхнемиоценовым или моложе.

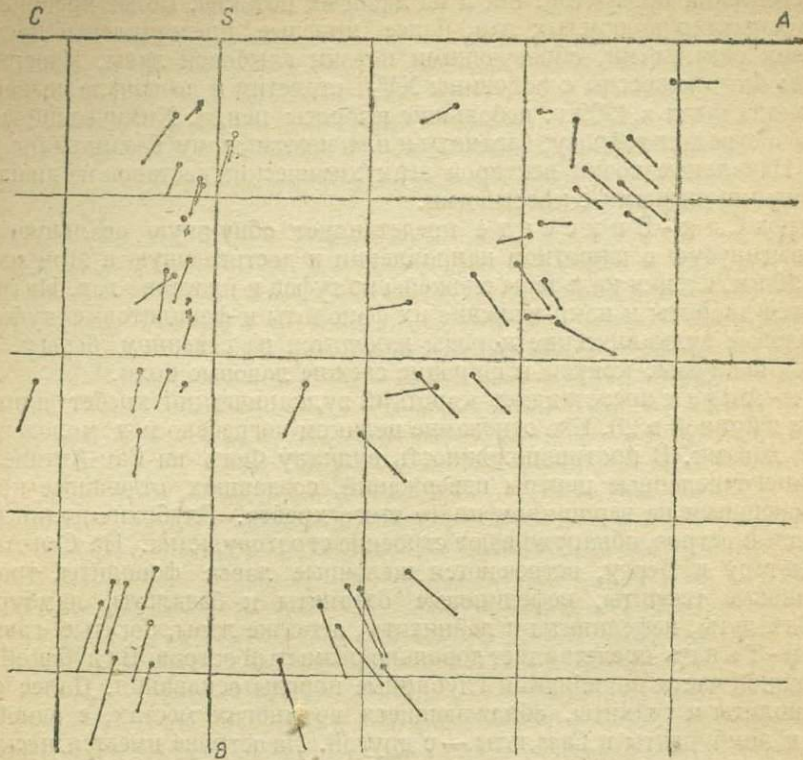
Так называемая кальдера острова Пальма совершенно не является настоящей кальдерой, т. е. впадиной вулканического образования. Это по существу эрозионная форма.

Историю Пальмы можно представить таким образом. Мы имеем на Пальме две различных, относительно древних лавовых формации сходного трахибазальтового состава, которые в эффузивной фации в форме таких лав, а в интрузивной в виде эссекситов слагают ядро и оболочку двух щитовых вулканов, образовавшихся почти в одном месте. Древний купол моложе нижнего мела, но домиоценовый; более молодой до-среднемиоценовый, но продолжает формироваться и доныне. Оба они своим источником имеют вулканический очаг, существующий с верхнего мела.

На диаграмме фиг. 79 представлены векторы, изображающие химические составы лав Тенерифа и Пальмы. Начальные точки векторов лав первого острова отмечены черными кружками, второго — белыми с точками. Не останавливаясь на подробностях, отметим ясное различие между химизмом лав того и другого острова. Все векторы с белыми кружками и точками внутри их на проекции ASB и на проекции CSB располагаются в общем правее векторов с черными кружками. Это указывает на выдержанное большее богатство щелочами пород острова Пальма. Полоса векторов лав Тенерифа сравнительно немного уклоняется от промежуточных типов, подобных тем, которые мы встречаем, например, в лавах Этны. Лава извержения 1709 г. имеет, однако, резко уклоняющийся характер, напоминающий наиболее сильно выраженный известково-щелочной тип (тип Пеле). Щелочной характер лав острова Пальма выражен совершенно отчетливо.

ОСТРОВА ЗЕЛЕНОГО МЫСА

Острова Зеленого Мыса разделяют на две группы. В южной из них находится действующий вулкан Фого; к этой же группе относится остров Сан-Тьяго. В северной группе наиболее освещены в петрографическом отношении Сан-Антан и Сан-Винсенте. Из островов северной группы три анализа пород на нашей диаграмме относятся к острову Майо.



Фиг. 79. Остров Тенериф (черные кружки) и остров Пальма (белые кружки с точкой).

На островах восточной группы, а также Сан-Винсенте и Сан-Тьяго в основании известны глубинные, зернистые изверженные горные породы, представленные щелочными гранитами, сиенитами, фаяитом, эссекситом, тералитом и оливинным габбро. Сопровождающие их жильные породы — щелочного типа от бостонитов до мончикитов. Эти интрузивные породы на острове Майо метаморфизуют мезозойский известняк и, вероятно, имеют меловой возраст подобно тому, как это имеет место для глубинных пород на Канарских островах и на Мадейре.

Вулканические породы островов Зеленого Мыса во всяком случае послетригонские. Кроме острова Фого, вулканизм на Канарских островах уже потух, хотя на некоторых наиболее молодые вулканические продукты имеют очень свежий вид. Третичных образований на островах неизвестно. Послетретичные плейстоценовые известковистые песчаники на острове Сан-Тьяго подняты на высоту до 150 м, свидетельствуя о совсем недавнем поднятии. На это же указывают следы прежней береговой линии.

Более древние вулканические образования являются большей частью подводными. Ясно различаются две группы фонолитово-трахитовых пород, разделяющихся основными лавами. Самые молодые лавы имеют опять основной характер. Лавы вообще имеют щелочной характер, но, как видно из диаграммы фиг. 80, они обнаруживают значительное разнообразие.

Действующий вулкан Фого достигает высоты 2800 м. Это типичный вулкан с соммой, окружающей центральный конус Пико и открытой на севе-

ро-восток. В строении соммы вулкана Фога в противоположность тому, что мы имеем на сомме Везувия, принимают участие главным образом туфы и аггломераты. Лавовые потоки играют подчиненную роль. Это указывает на преобладающее развитие эксплозионной деятельности при образовании соммы. На склонах соммы располагаются многочисленные лапиллевые и шлаковые конусы. Центральный конус Пико образован как из пирокластических продуктов, так и из лавовых потоков. Более древние лавы имеют характер волнистых лав, более молодые представлены богатыми силиконом базальтами, образующими потоки глыбовой лавы. Извержения вулкана Фога известны с половины XVII столетия и до начала нынешнего века, когда были в 1909 г. небольшие выбросы пепла. Химический состав лав Фога отвечает тефриту, базаниту и плагиоклазовому базальту (по Дельтеру). Начальные точки векторов этих химических составов на диаграмме отмечены кружочками с крестиками.

Остров Сан-Винсенте представляет обширную овальную кальдеру, вытянутую в широтном направлении и достигающую в этом направлении 30 км. Стенки кальдеры сложены из туфов и пластов лав. На дне появляются диориты и покрывающие их фонолиты и фонолитовые туфы. Более молодые вулканические породы находятся на северном берегу. Здесь имеются шлаковые конусы и широкие свежие лавовые поля.

Сан-Антан представляет короткий вулканический хребет длиной в 40 км и шириной в 20. Его основание целиком погребено под молодыми туфами и лавами. В противоположность вулкану Фога на Сан-Антане имеются многочисленные центры извержений, создавших отдельные конусы, поднимающиеся на вершинном плато этого хребта. Глубокие долины, врезающиеся в остров, обнаруживают строение стратовулкана. На Сан-Антане, по Дельтеру и Бергу, встречаются щелочные лавы: фонолиты, трахиты, нефелиновые тефриты, нефелиновые базаниты и базальты, лимбургиты, трахибазальты, нефелиниты и лейцититы, а также лавы, богатые гауином.

Сан-Тьяго представляет довольно размытый остров. В глубокой долине в южной части появляются глубинные породы основания. Далее следуют фонолиты и трахиты, обнажающиеся во многих местах, с одной стороны, и лимбургиты и базальты — с другой. На острове имеется несколько руин вулканов.

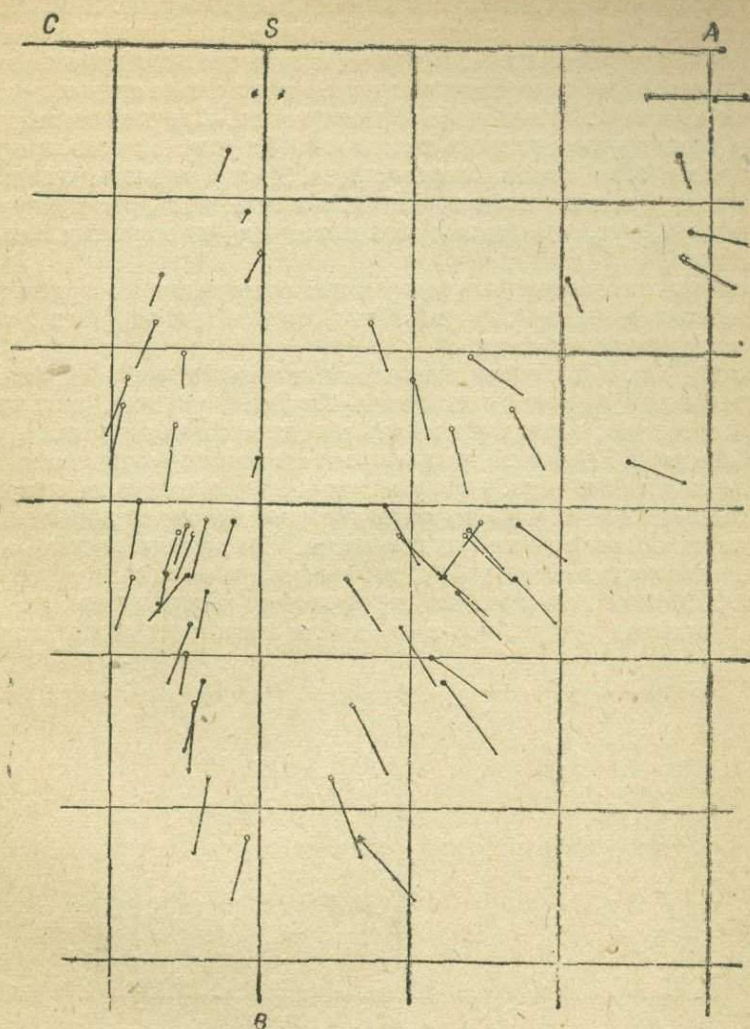
Значительная часть острова Майо сложена глубинными породами, образующими основания вулканических построек. В составе последних принимают участие фонолитовые породы и туфы, затем следуют базальтовые покровы. На острове имеется целый ряд разрушенных вулканов.

Как мы видим, вулканические породы островов Зеленого Мыса представлены щелочными породами. Современные лавы острова Фога и самые молодые лавы Сан-Антана являются тефритами. Среди других мы видим, с одной стороны, основные породы — щелочные базальтоиды, и с другой — трахиты и фонолиты.

На диаграмме фиг. 80 легко заметить, что лавы Сан-Винсенте отличаются менее резким щелочным характером и что в то же время здесь имеются очень меланократовые типы. Ряд векторов лав Сан-Винсенте приближается к ряду того промежуточного типа, который мы увидим далее в лавах Этны. Это касается более лейкократовых представителей пород Сан-Винсенте. Сюда же относятся и диоритовые породы основания вулканических образований. Более меланократовые лавы Сан-Винсенте являются продолжением вниз этого ряда, не имеющими соответственных членов в ряду, представленном на диаграмме Этны. Эти основные породы Сан-Винсенте представлены анкаратритом и меланократовым долеритом. Такой же анкаратрит мы имеем и среди пород Майо.

Векторы, изображающие химические составы лав Сан-Антана, образуют ряд, обнаруживающий более сильно выраженные черты щелочного характера. Вариации захватывают широкий интервал от щелочных базальтоидных пород (лимбургитов) до фонолитов. Наиболее молодые лавы Сан-Ан-

тана выходят, однако, из этого ряда, приближаясь к ряду Сан-Винсенте. Породы Сан-Тьяго в основных типах занимают промежуточное положение между рядами Сан-Винсенте и Сан-Антаном. Наиболее кислые близки к фолитам последнего.



Фиг. 80. Острова Зеленого мыса. Черные кружки — Сан-Антан; кружки с крестиком — Фога; кружки с точкой — Майо; белые кружки — Сан-Винсенте; белые кружки с крестообразно расположенными отростками — Сан-Тьяго.

ОСТРОВА ВОЗНЕСЕНИЯ И СВ. ЕЛЕНЫ

Эти два острова южной половины Атлантического океана получили известность в геологической науке еще со времени посещения их Чарльзом Дарвином, сделавшим здесь свои замечательные наблюдения. Недавно эти острова прекрасно описал Дэли.

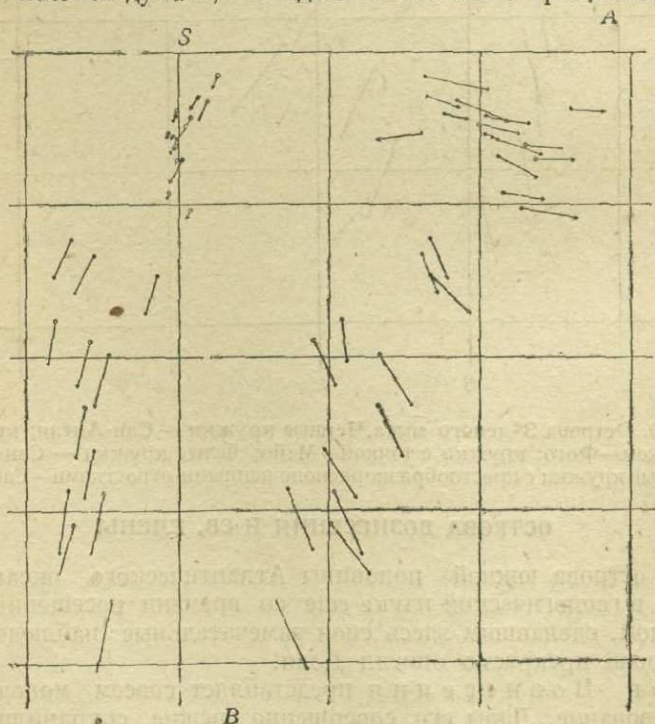
Остров Вознесения представляет совсем молодое вулканическое образование. Лавы его, совершенно свежие, сохранились даже такие формы, как выпячивания и конусы разбрызгивания на потоках лав. Почти весь остров образован потоками лав и шлаков базальтового и трахидолеритового состава. Туфы и пирокластические отложения незначительны. Большинство вулканических конусов представляет нагромождение красных и красно-бурых шлаковых аггломератов. Обыкновенно

базальтовые потоки изливались со склонов конусов, редко из кратеров. Потоки базальта представлены глыбовой лавой. Волнистые лавы редки.

Около трети острова занято щелочными трахитами, особенно развиты в более высокой юго-восточной части. Трахиты большей частью образуют куполы. Во многих местах ясно, как они прорвались через более древние потоки базальтов и слои пирокластических образований. В одном случае старый кратер базальтового конуса заполнен вязкой трахитовой магмой, перелившейся через край кратера. В других вязкие трахиты принимали форму больших куполов, высоко поднимавшихся над краями старых кратеров. В этих случаях ясен более молодой возраст трахита. С другой стороны, имеются случаи, где за трахитами вновь появлялись базальты, как это, например, видно на вершине самой высокой горы острова. Здесь базальтовая постройка образует кальдеру, заполненную трахитом, а в этой кальдере поднимается самый молодой конус, сложенный базальтовыми и пирокластическими образованиями.

Об основании вулканического сооружения острова можно судить по выброшенным обломкам гранита, а также включениям такой породы в базальтовых потоках и куполах трахита.

Остров Св. Елены представляет более древнее образование. Он в значительной мере подвергся эрозии. Глубокие ущелья, достигающие нескольких сот метров, позволяют видеть и подземные части вулканических построек. Остров Св. Елены главным образом сложен из базальтовых пород, или с оливином, или без него. Они в общем близко походят на породы острова Вознесения. Эти породы покрыты тонкими потоками лав с прослойками туфов и более редких аггломератив. В разных местах острова наблюдаются многочисленные дайки, пересекающие потоки и образующие целые свиты. Некков, отвечающих центральному извержениям, не встречено, и Дэйл склонен думать, что здесь имели место трещинные излияния.



Фиг. 81. Острова Вознесения (черные кружки) и Св. Елены (белые кружки).

В южной части острова имеется ряд выходов трахитов и фонолитов, очень напоминающих те же породы с острова Вознесения. Они здесь также

образуют куполы и потоки вязкой магмы. Местами вскрыты эрозией и корнями этих извержений.

На диаграмме фиг. 81 сопоставлены особенности химизма лав острова Вознесения и острова Св. Елены. Начальные точки векторов, изображающих химические составы лав острова Вознесения, отмечены черными кружками. Для векторов лав острова Св. Елены вместо черных взяты белые кружки.

Мы видим действительно, что химизм той и другой ассоциации вулканических пород мало отличается друг от друга, однако некоторое различие все же имеется. Оно выражается лучше на проекциях на плоскость ASB . Полоса векторов лав Св. Елены не обнаруживает такой ясно выраженной пантеллеритовой тенденции (см. стр. 246—250) как это имеет место для лав острова Вознесения. Кроме того, наклон полосы векторов на этой проекции к оси SB в общем несколько больше для лав острова Св. Елены. Среди лав острова Вознесения не встречен также наиболее меланократовый, богатый оливином тип базальтов.

Ассоциация базальтовых пород с трахитами и фонолитами для обоих этих островов очень типична, но здесь присутствуют, особенно на острове Вознесения, и промежуточные трахиандезитовые породы. Среди них более богатые аортитовой составной частью типы рассматриваются как сравнительно лейкократовые трахидолериты. Они представлены на диаграмме векторами с такой основной числовой характеристикой в круглых цифрах (16.5:6.0:12.5:65.0). Типичные трахиандезиты острова Вознесения отличаются главным образом значительно меньшей величиной s .

Глава XII. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ ОБЛАСТИ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Перейдем теперь из области Атлантического океана в область Средиземного моря. Здесь мы рассмотрим главнейшие вулканические районы Италии, вулкан Этну, Липарские острова, потухшие вулканы Сардинии, интересные в некоторых отношениях, и Санторин с соседними вулканическими островами Эгейского моря. Об острове Пантеллерии сказано в другом месте (глава XIV). Отдельно мы рассмотрели также главнейший современный вулкан Италии Везувий.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ ИТАЛИИ

Приведенную выше довольно подробную характеристику знаменитого современного вулкана Италии Везувия дополним здесь более краткой характеристикой Римской петрографической провинции, или Римского магматического района, как его называл Вашингтон, посвятивший горным породам этого района монографию, опубликованную уже тридцать пять лет тому назад.

Вулканическая область Италии распадается на четыре района: 1) Венецианский, охватывающий вулканические комплексы Эвганей и Бериканские холмы; 2) Апулийский район, обнимающий вулканический комплекс Монте-Вульгуре; 3) Тосканский район, куда входят вулканы Монте-Амиата, Монте-Катини, Кампиглия и другие; 4) Римский район, охватывающий ряд вулканов от озера Больсена на севере и до Везувия и Флегрейских полей на юге.

В нашем рассмотрении мы коснемся только третичных вулканов Эвганей и четвертичных вулканов Римского района, изучавшихся Вашингтоном. Он делит Римский район на ряд округов, из которых мы кратко остановимся только на ближайших к Риму округах — от Больсенского озера до Албанских гор.

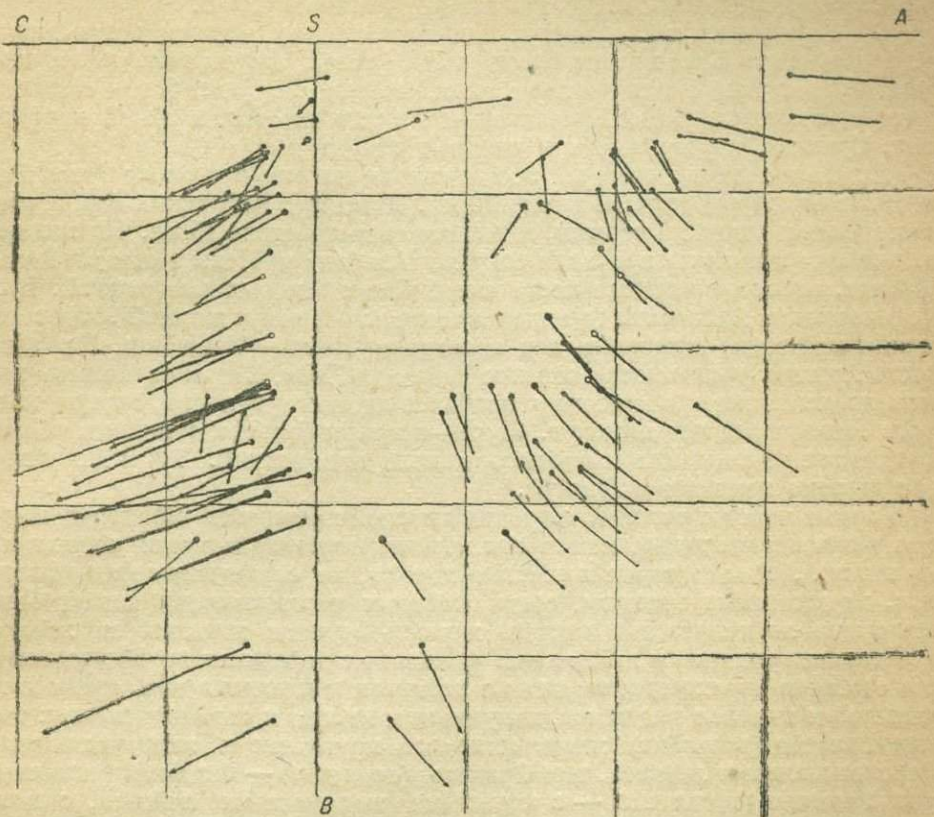
Эвганеи. Вулканические холмы Эвганей поднимаются над равниной реки По. Самый высокий — гора Венда — достигает 600 м. В основании вулканических образований залегают юрские и меловые известняки и третичный мергель.

Вулканическая деятельность началась в эоцене или олигоцене образованием основных туфов и авгититовых, лимбургитовых и базальтовых лав подводных извержений. После периода покоя, когда отлагались мергелистые осадки, произошли интрузии лакколлитов и силлов трахита, местами прорывавшиеся до поверхности, как это предполагается для горы Венда. Несколько позднее извергались плагиоклазовые трахиты и липариты. Во второй период извержения в Эвганеях вулканическая деятельность началась с извержений риолитов и риолитовых туфов, образующих довольно постоянный горизонт. Извержения закончились базальтами и андезитами.

Изверженные горные породы Эвганей принадлежат к известково-щелочному типу.

На диаграмме фиг. 82 векторы, отвечающие химическим составам пород Эвганей, нанесены совместно с векторами химических составов дру-

гих итальянских пород. Исключительное положение эвганейских пород (начальные точки их векторов отмечены кружками с крестиками) сразу же бросается в глаза на диаграмме, как на проекции на плоскость ASB , так и на CSB . Из наклона векторов на последней видно, что тут нет того калиевого типа, который характерен для остальных итальянских пород. По положению векторов мы совершенно отчетливо видим, что провинцию



Фиг. 82. Вулканические породы Италии. Кружки с крестиком — Эвганей; черные кружки — Албанские горы; кружки с точкой — Больсена, Вико, Орвието, Чимини и др.; белые кружки — Браччано; наполовину черные и белые — Виттербо.

Эвганей приходится относить к известково-щелочному типу, близкому, например, к менее щелочным ассоциациям пород Иеллоустонского парка. Некоторое богатство калием этой ассоциации все же можно отметить.

Римский район. Озеро Больсенское в 90 км к северо-западу от Рима является наиболее характерной топографической чертой Вульзинского округа. Это эллиптическое озеро размером 13 на 11 км, расположенное на высоте 305 м над уровнем моря, окружено гирляндами холмов, сложенных главным образом туфами. В 14 км к северу от озера город Орвието расположен на краю площади изверженных пород. Склон кольца холмов от озера во все стороны прорезан расходящимися по радиусам оврагами и осложнен остатками конусов и кратеров.

К западу от Больсенского озера расположено небольшое кратерное озеро вулкана Латера с большим лавовым потоком. Больсенское озеро, а также другие озера и остатки вулканов являются здесь центрами извержений, о последовательности которых было сделано несколько разных предположений.

Чиминский округ. К югу от Вульзинского расположен Чиминский округ, образованный остатками двух вулканов: Чимино на севе-

ре и Вико на юге. Первый старше второго. Остатки вулкана Чимино составляют несколько холмов, окружающих главную массу Монте-Чимино. Вулкан сильно размыт, чему благоприятствует то, что в значительной части он сложен из туфов. Вико сохранился лучше и имеет коническую форму стратовулкана с кратерным озером. К северу от последнего находится холм Монте-Венере — из лав, лапиллей и туфов последнего извержения. Город Виттербо расположен между вулканами Чимино и Вико.

С а б а т и н с к и й о к р у г. Топографическим центром этого округа является озеро Браччано почти округлой формы, окруженное рядом холмов. Туфы этого района частью переслаиваются с туфами более северного центра, с которым район Браччано имеет много сходства в общей морфологии. Считают, что они имеют и сходные структуры.

А л б а н с к и е г о р ы расположены на юго-восток от Рима. Расстояние от озера Браччано около 50 км. Комплекс Албанских гор образован кольцом холмов и вершин, имеющим диаметр около 15 км. На западе и юго-западе эта сомма прорвана озерами Альбано и Неми и соммой Валле-Аричча, представляющими места позднейших боковых извержений. В середине кольца Албанских гор поднимается ясный конус высотой 950 м с широким кратером, известным под названием Кампо-д'Аннибале. На краю этого кратера расположено селение Рокка-ди-Папа. Широкое кольцо холмов представляет кратер-сомму наиболее древнего вулкана, внутри которого образовался новый конус. Озера—кратеры боковых вулканов, образовавшиеся при смещении выводного канала извержений. Туфы Албанских гор широко покрывают Лациум.

Горные породы римской петрографической провинции обнимают широкое разнообразие типов, но все они характеризуются высоким содержанием калия. Лейкократовые и кислые породы, не содержащие фельдшпатов, представляют трахиты, среди которых различают ряд типов; более щелочные лейкократовые породы характеризуются появлением лейцита (лейцитовые трахиты и лейцитовые фонолиты с нефелином по Вашингтону). Но особенно характерны тефриты с лейцитом и плагиоклазом, среди которых также выделен ряд типов, получивших иногда и особые названия: так, тип Витербо (витербит) характеризуется крупными и многочисленными фенокристаллами лейцита, тип Орвието (орвиетит) — без фенокристаллов, тип Таволато (таволатит) — с крупными выделениями лейцита, с гаюином и полевым шпатом. Целый ряд названий получили и другие породы: вульзинит — трахит с основным плагиоклазом; чиминит — богатый калиевым полевым шпатом трахибазальт; викоит — трахибазальт с лейцитом и т. д.

На диаграмме фиг. 82 представлен химизм итальянских пород Римской комагматической области. Рассматривая эту диаграмму, мы видим, что эти породы, несмотря на всю их близость по таким признакам, как щелочной характер, резко выраженный калиевый тип и пр., могут быть разбиты на определенные группы, которые отмечены на диаграмме разными значками в начальных точках векторов. Определенно вырисовывается крайний щелочной тип вулканических пород Албанских гор, векторы которых отмечены черными кружками в начальных точках. Эти породы ясно отличаются от ассоциаций пород Большена, Вико, Орвието, Монте-Чимино и др., векторы которых отмечены в начальных точках белыми кружками с черной точкой посредине. Промежуточное положение занимают породы района озера Браччано; начальные точки их векторов отмечены белыми кружками. Особняком стоят латит и пеперино из Витербо; они по своему химическому облику приближаются даже к породам Эвганей: к трахитам и трахиандезитам.

ЭТНА

Вулканическая деятельность на востоке Сицилии началась излияниями домеловых или меловых базальтов южной оконечности острова. Затем происходили извержения щелочных базальтов в миоцене.

К четвертичному времени относятся образования лав вокруг Этны. Сарториус фон-Вальтерсхаузен не считает их связанными с Этной, но, как говорит Платания, они почти непрерывно переходят в массу самого вулкана.

Древнейшие, несомненно этнейские, извержения произошли в четвертичное время в заливе Катании. Некоторые были подводными, другие происходили на осушенных частях залива. Эти лавы — лавы террасы или пьедестала — сильно закрыты позднейшими и обнажаются в немногих местах. В целом они образуют пьедестал с пологими склонами 2—5°. В центральной части поднимается главный конус Этны со склонами 20—30°. Граница с лавами пьедестала местами резкая, но вообще скрытая под новыми потоками и пеплами. По Сарториусу, главный конус возник как туфовый конус, затем следовали излияния лав и интрузии дайк. Древняя деятельность была приурочена к трем кратерам на линии северо-западного простираания.

Главный конус усечен на высоте 2800 м округлым эллиптическим плато с диаметром 3—4 км. Это плато покрыто современными лавами и пеплом. На нем было два древних кратера, почти заполненных лавами: более значительный северный, восточная часть которого срезана кальдерой Вальдель-Бове, и меньший, южный, на месте которого и развился современный активный конус вулкана с высотой 500 м над древней кратерной площадкой.

Очень немногие потоки изливались из вершинного кратера, и около 10 извержений произошло на площади древних кратеров. Деятельность Этны, как известно, проявляется на склонах вулкана вдоль радиальных трещин, и эти склоны усеяны сотнями небольших паразитических конусов и кратерных отверстий.

На восточном склоне находится врезавшаяся в тело вулкана огромная кальдера Вальдель-Бове, позволяющая изучать внутреннее строение массы вулкана и его древние лавы. Обрывистые стенки 600—1200 м высотой сложены из лав и вулканических агломератов, пересеченных бесчисленными дайками.

Лавы пьедестала Этны сравнительно богаты цветными минералами, часто присутствует оливин. Они относятся к лабрадоровым андезитам, или базальтам, или андезиновым андезитам.

Среди лав доисторических извержений главного конуса Этны наиболее древними являются трахитовидные олигоклазовые андезиты, довольно светлые, с фенокристаллами плагиоклаза № 25 и очень редко авгита в массе из олигоклаза № 20, авгита, магнетита и небольшого количества стекла; изредка роговая обманка.

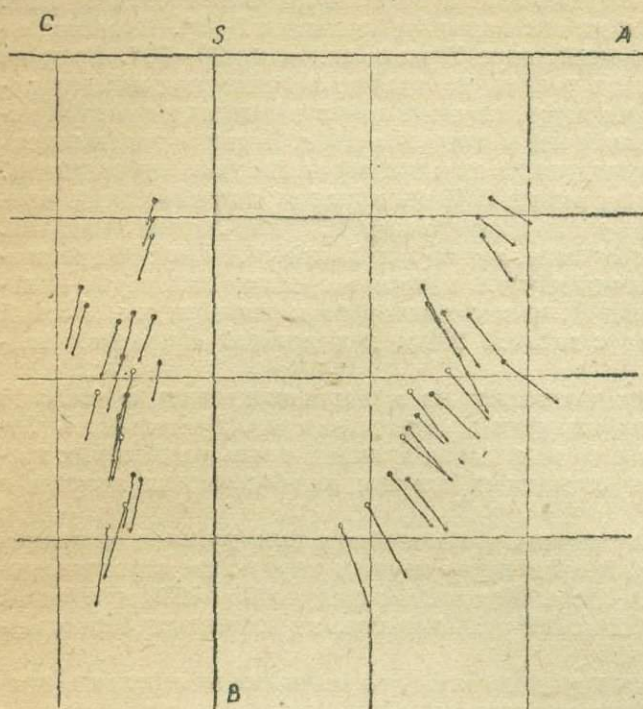
Большая часть потоков и дайк центрального вулкана относится к более темным, чем предыдущие, андезиновым андезитам типичного андезитового облика. Небольшие (2—3 мм) фенокристаллы андезина № 30—40, небольшое число кристаллов авгита в основной массе из мелких микролитов несколько более кислого плагиоклаза, авгита и магнетита, иногда зерна оливина, часто небольшое количество стекла. Существуют несколько уклоняющиеся разновидности.

Современные лавы Этны, глыбовые или волнистые, главным образом представлены андезиновыми базальтами с выделяющимися фенокристаллами авгита и редкими выделениями плагиоклаза. Фенокристаллы плагиоклаза — лабрадор № 50. Встречаются вкрапленники оливина. Микролиты плагиоклаза имеют состав андезина № 40. В других разновидностях фенокристаллы представлены лабрадором или, наконец, андезином. Состав лав обыкновенно недосыщенный. Лава 1329 г. (или 1333 г.) представляет интересную разновидность — нефелиново-олигоклазовый андезит: небольшие фенокристаллы олигоклаза, небольшое число выделений авгита и иногда оливина; в основной массе Вашингтон обнаружил присутствие нефелина.

На диаграмме фиг. 83 векторы пород древнейших доэтнейских извержений четвертичного времени обозначены белыми кружками в их начальных точках. Это те лавы, которые образуют пьедестал вулкана. Как мы

видим, к ним именно относятся наиболее основные и богатые фемическими составными частями породы.

Кружочки с точками внутри отмечают начальные точки векторов лав доисторических извержений главного конуса Этны. Самая кислая и лейкократовая из них представляет олигоклазовые андезиты древнейших извержений. Группа авгитовых андезитов выделяется на диаграмме тем, что



Фиг. 83. Лавы Этны. Белые кружки — доэтнейские лавы; кружки с точками — доисторические лавы Этны; черные кружки — современные лавы Этны.

векторы их заметно смещены влево. Они относительно бедны щелочами и богаты полевошпатовой известью.

Современные (исторические) лавы Этны имеют химический состав, векторы которого обозначены на нашей диаграмме черными кружками в их начальных точках. Мы видим, что они представляют несколько меньшие колебания, чем более древние лавы, но все же их векторы располагаются в определенный ряд. Он наклонен под несколько большим углом к оси *S*, чем ряд векторов доисторических извержений, что отвечает несколько более щелочному характеру совокупности современных лав.

В целом все лавы Этны образуют довольно определенный рой векторов, и этот рой может рассматриваться как некоторый промежуточный тип ассоциаций вулканических пород, средний между типами известково-щелочными и щелочными, подобными тем, которые мы видели в типах Марос-Хайвуд.

ЛИПАРСКИЕ, ИЛИ ЭОЛОВЫ, ОСТРОВА

Эта замечательная группа вулканических островов, расположенная к северу от Сицилии, интересна во многих отношениях, в том числе и с точки зрения петрохимии.

Вулканы Липарских островов располагаются по трем радиально расходящимся направлениям. Действующие вулканы этой группы — Стромболи на северо-востоке и Вулкано на юге — различаются по характеру вулканической активности, и в вулканологической литературе прочно укрепились названия типов стромболианской и вулканской деятельности. Наиболее крупный остров Липари находится в центральной части группы. Это потухший вулканический остров, так же как и другие: Базилуццо, Панария, Салина, Филикуди и Аликуди.

Вулканическая деятельность Липарских островов известна с середины третичного времени. В третичное время и в первую половину четвертичного изливались базальты и затем андезиты. Содержание кремнезема в этих

лавах сначала постепенно, затем быстрее увеличивалось. Во вторую половину четвертичного времени и в настоящее время вулканическая деятельность ослабела. Извергались, с одной стороны, андезиты, липариты и дациты, с другой — щелочные базальты (базаниты). Современные вулканы извергают резко различные лавы, с чем связан и различный характер их активности. Современный вулканический конус Вулкано образован из кислых пород дацита и его туфов, а также так называемого вулканита. Продукты современных извержений также представляют дацит или кварцевый андезит. Лава вулкана Стромболи является щелочным базальтом с высоким содержанием калия.

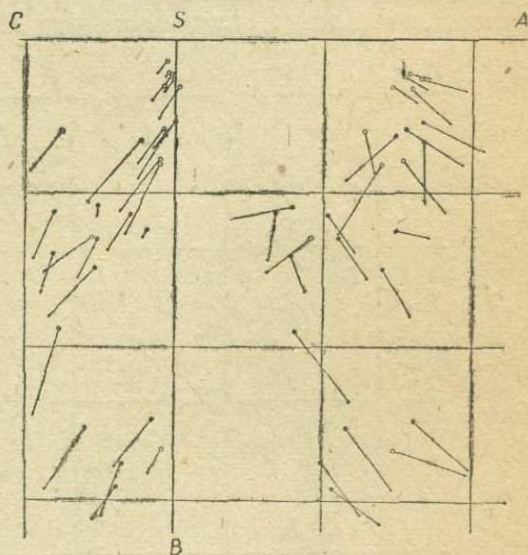
На Липари имеется целый ряд кратеров, действовавших в разное время и дававших различные продукты. Более древние лавы представлены базальтами и андезитами, в том числе андезитом с гранатом и кордиеритом. За ними следовали липариты, пемзы и обсидианы. Наиболее молодые потоки представлены обсидианом.

Более древние лавы Вулкано — трахиандезиты и андезито-базальты. К числу более молодых, кроме упомянутых современных кислых пород, относятся также богатый натрием обсидиан липаритового состава. В северной части острова кратер Вулканелло изливал бедный оливином и содержащий ортоклаз лейцитовый базанит.

Древние лавы Стромболи представлены андезитами, но среди них встречен также лейцитовый базанит. На острове Салина довольно основные андезиты сменились базальтами. На Панарии имеются роговообманковые андезиты и долериты. Филикуди и Аликуди сложены андезитами и базальтами.

Диаграмма фиг. 84 представляет химические составы вулканических пород Липарских островов. Как мы видим, диаграмма на первый взгляд представляется очень сложной,

однако в ней можно заметить некоторые правильности. Векторы, изображающие химизм лав Вулкано (черные кружки в начальных точках), образуют ряд, в общем довольно близкий к ряду пород Этны. К более основному члену того же ряда близки и лавы Стромболи (кружки с крестиками), отличающиеся немного более щелочным характером. Древние щелочные базальтоидные породы Липари (белый кружок) и лейцитовый тефрит Вулканелло (кружок с черным сегментом, еще правее и немного выше) можно сравнивать с породами Везувия. Это резко выраженный щелочной тип. Липариты острова Липари (белые кружки) являются как бы дальнейшим продолжением уже указанного ряда пород Вулкано, но в них, и в особенности в дацитах Липари, уже проявляется известково-щелочной характер.



Фиг. 84. Липарские острова. Белые кружки — Липари; кружки с точкой — Филикуди и Панария; кружки с крестиком — Стромболи; черные кружки — Вулкано; кружок с черными горизонтальными секторами — Вулканелло.

Определенно выраженным известково-щелочным характером обладают базальты и андезиты Филикуди и Панарии (кружки с точкой). Очень интересная группа векторов, расположенная на диаграмме левее всех других, представляет кордиеритовый андезит Липари, выбросы из Вулкано, получив-

шие название вулканита и представляющие по составу дацит с анортоклазом и авгитом. По всей вероятности, мы имеем здесь дело с продуктами контаминации магмы. Бержа указывает на многочисленные измененные включения обломков кордиерит - и гранатосодержащих сланцев в андезитах Липари.

МОНТЕ-ФЕРРУ И МОНТЕ-АРЧИ В САРДИНИИ

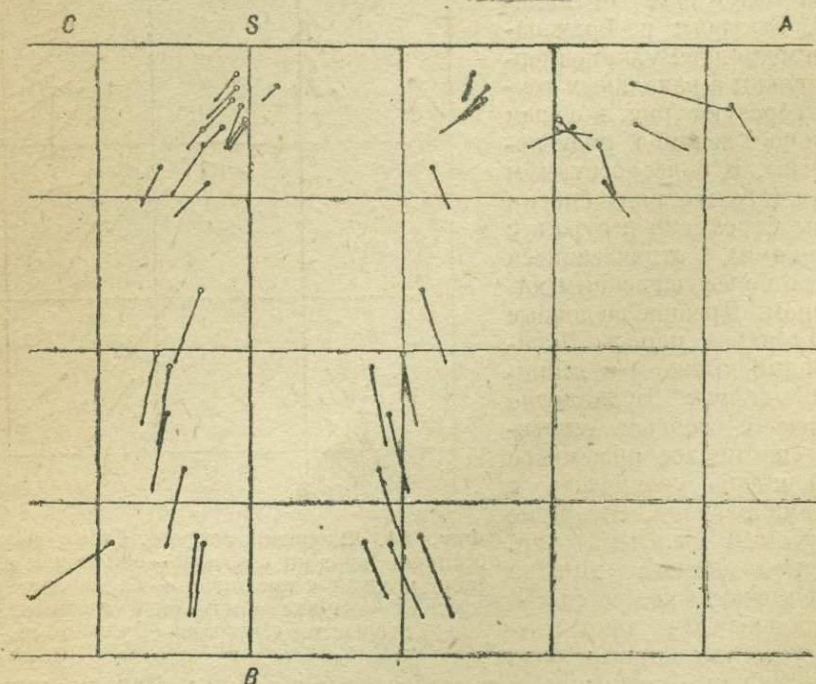
Вулкан Монте-Ферру расположен в середине западного берега Сардинии, а Монте-Арчи — в 40 км южнее.

Извержения Монте-Ферру начались в миоцене выбросами риолитовых и трахитовых туфов. За ними в послемiocеновое (?) время были экструдированы трахитовые лавы, образовавшие купол высотой до 1000 м и несколько настоящих потоков. Местами трахиты переходят в фонолиты. После периода покоя, прерывавшегося незначительными извержениями, которые дали лавы среднего состава, последовали продолжительные излияния базальтов, по видимому из трещин в трахитовой массе, покрывающие мощной мантией трахиты.

Впоследствии были образованы три значительные кальдеры, и слабое возобновление вулканической деятельности дало излияние потоков характерных для этого вулкана анальцимовых базальтов.

Строение соседнего вулкана Монте-Арчи сходно с описанным, но ядро здесь образуют еще более кислые риолитовые лавы, близкие к комендитам. Лавы Монте-Ферру и Монте-Арчи не приходят в соприкосновение, и потому невозможно судить об их относительном возрасте. Эрозия затронула Монте-Арчи сильнее, и может быть поэтому его формирование закончилось раньше.

Диаграмма фиг. 85 дает совершенно ясное представление о различии в химическом отношении ассоциации пород Монте-Ферру и Монте-Арчи. Диф-



Фиг. 85. Монте-Ферру (черные кружки) и Монте-Арчи (белые кружки).

ференциация в Монте-Ферру обнаруживает гораздо больший размах, чем в Монте-Арчи. Векторы пород Монте-Арчи (с белыми кружками в начальных точках векторов) рассеиваются на меньшем пространстве, чем векторы

пород Монте-Ферру (с черными кружками). Последние обнимают, с одной стороны, более основные типы, с другой — более щелочные, в числе которых имеются даже пересыщенные щелочами, но зато среди пород Монте-Арчи мы имеем кислые породы (липариты, обсидианы) вместо фонолитов Монте-Ферру. Последняя ассоциация характеризуется также отсутствием средних членов вариационного ряда.

ВУЛКАНЫ ЭГЕЙСКОГО МОРЯ

Санторин. Группа островов Санторина представляет разрушенную обширную кальдеру, в середине которой, на островах Каймене, сосредоточена современная вулканическая деятельность. В юго-восточной части самого большого из островов кальдеры — Тера или Фира — на горе Св. Ильи сохранились остатки древних дислоцированных мраморов и кристаллических сланцев, образовавших некогда остров на продолжении хребтов Атики.

Извержения начались в самом конце плиоцена и образовали огромный конус, остатками которого являются острова кальдеры. Последние извержения этого периода дали мощные слои пемзы в пониженных частях островов кальдеры. Под их слоями найдены остатки древней доисторической культуры. Современная деятельность возобновилась примерно за 200 лет до нашей эры. Она почти исключительно сосредоточилась в группе небольших островов в центре лагуны, в которую превратилась кальдера.

Что касается состава лав Санторина, то надо заметить, что здесь нет таких крайних типов, как типичные базальты и риолиты. Наиболее ранние породы относительно бедны кремнеземом и богаты полевошпатовой известью, они описывались как анортитовые лавы (Фукэ). Последние излияния являются наиболее кислыми пироксеновыми (гиперстеновыми) андезитами.

Характерная черта лав Санторина — богатство анортитовой известью даже относительно кислых членов и соответственно появление в них основного плагиоклаза — была причиной выделения их под особым именем санторинита.

Милос, Эгина и Метана. Санторин принадлежит к той же петрографической провинции Эгейского моря, в состав которой входят и вулканические образования острова Милос, где вулканическая деятельность проявляется только в виде фумаролл, и совсем потухшие области острова Эгина и полуострова Метана в Эгинском заливе.

Колебания в составе эффузивных пород Эгины и Метаны заметно шире, чем на Санторине. Эти породы обнимают ряд от основных пироксеновых андезитов до роговообманково-биотитовых дацитов. При этом, как отмечает Вашингтон, породы Эгины несколько менее кислые, чем породы Метаны. Вулканизм относится к плиоценовому времени.

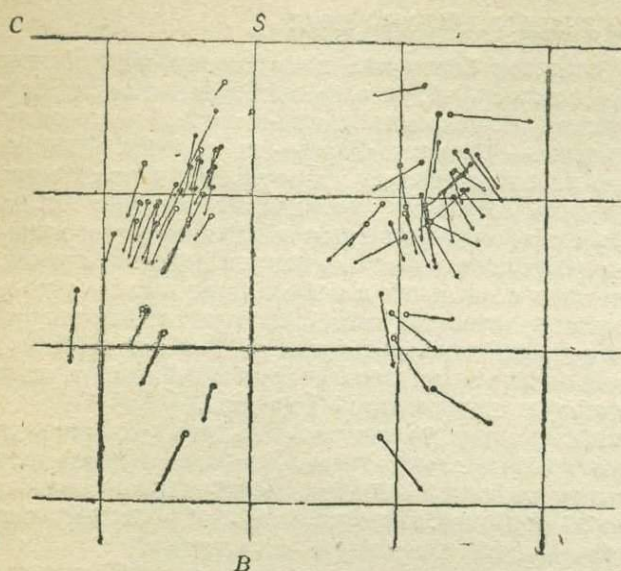
Остров Милос сложен также главным образом плиоценовыми и частью четвертичными вулканическими породами. Первый период извержений дал риолиты и кислые дациты, образовавшие широко развитые пемзовые накопления. За ними следовали андезиты и дациты, и за некоторым периодом покоя — андезиты. Эти продукты плиоценовых извержений располагаются на древнем фундаменте из кристаллических пород и меловых осадков.

Четвертичные вулканы, еще сохранившие свои морфологические особенности, извергали кислые продукты риолитового состава и основные дациты. Развитие риолитов составляет характерную особенность Милоса. Отличительной тектонической особенностью острова являются поперечные разломы и сбросы.

Вулканическая деятельность южно-эгейской вулканической дуги связана с внутренней краевой зоной южной греческой складчатой дуги. Она началась с плиоцена и продолжается доныне. Вулканы возникли по окраине древнего кристаллического массива в связи с системой разломов, уже наметившихся в миоцене.

Химизм лав Санторина и других упомянутых островов Эгейской вулканической дуги представлен на диаграмме фиг. 86. Мы видим, что векторы

с начальными точками, отмеченными черными кружками, изображающие химические составы санторинских лав, образуют довольно компактную группу. На диаграмме от этой группы векторов отходит лишь основная анортитовая лава, для которой проекция вектора на плоскости *CSB* занимает исключительно, крайнее левое, положение, выделяясь этим на диаграмме. Наиболее кислой породой, для которой вектор получается на диаграмме выше всех



Фиг. 86. Вулканы Эгейского моря. Черные кружки — Санторин; белые кружки — Милос; кружки с точкой — Пеле; кружки с крестиком — Метана.

остальных, является микротинит, встреченный в выбросах этого вулкана.

В общем известково-щелочной характер типа санторинских лав хорошо выражен, но все же их нельзя относить к такому исключительно богатому полевошпатовой известью породам, какие мы имеем в крайнем типе Пеле. Лавы Санторина в этом отношении скорее можно сравнивать с типами Сан-Франциско и Иеллоустонского парка. К типу лавы Метаны, векторы которых отмечены

на нашей диаграмме кружками с крестиками в начальных точках.

Обращает на себя внимание особенность вулканических пород острова Милоса. Среди рассматриваемой группы вулканических образований Эгейского моря породы Милоса обнаруживают широкий размах колебаний (белые кружочки). Как уже было упомянуто, смена различных лав происходила в порядке возрастания их основности, но вместе с тем заметно, что более основные типы становятся беднее щелочными алюмосиликатами не в такой степени, как это мы видим в других ассоциациях не только щелочных, но даже известково-щелочных пород. Полоса векторов, представляющих химические составы лав Милоса, образует с осью *SB* несколько меньший угол, чем обычно. Отчасти то же заметно и в лавых Эгины (белые кружки с точками), хотя данных, чтобы уверенно судить об этом, слишком мало.

ВУЛКАНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

Остановимся теперь на близком нам примере вулканической области Кавказа. По своему географическому положению потухшие вулканы Кавказа находятся дальше на восток вдоль той же альпийской тектонической зоны, к которой принадлежит в широком объеме и современный вулканизм Средиземного моря. Мы уже говорили о четвертичных вулканах Армении. Обратимся сейчас к вулканам Центрального Кавказа.

Высочайшие вершины Кавказа Казбек (5043 м) и Эльбрус (5629 м) представляют потухшие вулканы. Кроме них, известны довольно многочисленные и другие вулканические постройки, которые все приурочены к наиболее высокой части этой горной цепи. В этом отношении они напоминают вулканы Анд.

Вулканы Центрального Кавказа изучались более 30 лет тому назад Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, которому мы обязаны главным образом све-

дениями о петрографическом характере вулканических пород в районе Казбека, прилегающем к Военно-грузинской дороге, и отчасти других мест. Геологическое строение Приказбекского района выяснено работами В. П. Ренгартена.

Здесь в районе Военно-грузинской дороги можно видеть еще сохранившиеся и только частью разрушенные вулканические постройки — конусы Садзели, Кельского плато, Кабарджина, Казбека. Эти вулканические постройки создались, когда уже были выработаны главные формы рельефа. Потоки лав стекали по склонам гор, текли по долинам в различные моменты четвертичного времени и, приспосабливаясь к существующим формам рельефа, в свою очередь оказывали влияние на дальнейшую выработку новых форм рельефа. Изучая отношение лавовых потоков к изменявшейся в четвертичное время форме долин, можно выяснить историю вулканической деятельности.

Среди вулканических построек рассматриваемого района мы имеем и конусы, образованные мощными излияниями лав, и конусообразные куполы экструзий вязкой лавы, не растекавшейся далеко, и довольно типичные стратовулканы, как, например, размытый вулкан Кабарджин, у западного подножья которого проходит шоссе Военно-грузинской дороги по долине Терека. Некоторые вулканы образовались в один прием, давая единственный поток, другие изливали несколько быстро следовавших один за другим потоков.

Вулканические явления начались в Казбекском районе в дорисское время и достигли наибольшего развития в вюрмскую эпоху. Кроме Казбека в районе Военно-грузинской дороги имеется несколько самостоятельных вулканических центров. Подобно Казбеку, мощные лавовые потоки изливались из вулканического центра Тхаршет и восточный Хурисар. Западная вершина вулкана Хурисар представляет однородную экструзию. Упомянутый вулкан Кабарджин, а также Сырх-Сар представляют конусы стратовулканов, в строении которых значительное участие принимают пирокластические продукты. Восточнее Кабарджина в стороне от дороги расположен вулканический центр Цители, давший размытый теперь экструзивный конус; подобный же конус Милионский Сырх находится к юго-западу от Кабарджина. К югу за перевалом вулканический центр, отмеченный поднимающимся в вершине лавовых потоков конусом Сакохе, дал мощные потоки относительно основной лавы, спускающиеся к станции Гудаур и дальше вниз по течению Арагвы (до ст. Млеты и дальше), где они сливаются с другим потоком того же вулканического центра.

К западу от Военно-грузинской дороги в верховьях Арагвы и Лиахвы находится Кельское плато. Несколько вулканических центров дали здесь массы лав, закрывающие значительную площадь. С этого лавового плоскогорья спускаются лавовые потоки в верховья Арагвы, Ксана и по Лиахве. В западной части этой области развития вулканических пород находятся вулканический массив Непискало и красивый вулканический конус Сырх. Последний вырисовывается на горизонте, если смотреть с Крестового перевала по направлению к истокам Арагвы. Впереди него виден мощный лавовый массив Непискало. По Левинсону-Лессингу, как Непискало, так и Арагвинский Сырх представляют мощные экструзивные массы кислых пород, но не образованы лавовыми потоками.

К юго-западу — значительный лавовый поток, на котором располагаются шлаковые конусы Нарван-Хох и другой меньшего размера. Шлаки Нарван-Хоха имеют уже более основной состав, чем кислые породы экструзий и лавового потока, на котором располагается этот конус.

Еще западнее, к северо-западу от озера Кели известны черные базальто-видные лавы Магландори, спускающиеся по ущелью одного из притоков Лиахвы, и светлосерые лавы горы Фидар-Хоха. Несмотря на резкое различие по внешнему виду, эти лавы близки по своему химическому составу.

Исследования В. П. Ренгартена выяснили относительный возраст лав Казбека и других центров. Одним из наиболее древних потоков Казбека является наиболее длинный из них и самый западный, идущий вдоль левого склона долины Мна-Дон. Он занял, повидимому, рисскую долину этой реки и был эродирован ледником в вюрмское время. Лавовый поток спускающийся по юго-восточному склону к сел. Арша, представляет сравнительно молодое образование. В лавовом потоке Чхери, спускающемся от Казбека на восток, мощность лав местами превышает 300 м. Здесь, повидимому, имеются три последовательных излияния. Нижний конец этого потока прикрывает рисс-вюрмские речные отложения. Другая ветвь того же потока протягивается к сел. Идо. Наиболее молодые излияния произошли из боковых кратеров на склонах Казбекского массива, которые мы имеем в конусах Тхаршет и Сырхи-Сар.

В сильно размытом стратовулкане Кабарджин южная часть конуса, повидимому, совершенно смыта. Этот вулканический центр проявлял свою активность еще в рисс-вюрмское время. Главная масса продуктов была выброшена, повидимому, в эпоху между вюрмским максимумом оледенения и казбекской стадией.

К этому же времени относятся первые излияния Хурисара, который представляет небольшой самостоятельный вулканический центр на самой линии главного водораздела. Молодые потоки красных лав имеют свежий вид, не обнаруживая действия ледников. Они, вероятно, не старше предпоследней стадии отступления ледников. Эти потоки вылились из восточного конуса горы Хурисара, где сохранились следы кратера. Западная более высокая вершина представляет экстрезивный конус без потоков.

Очень молодую экстрезию представляет небольшая масса дацитовая лавовая брекчия Миллионского Сырха.

В. П. Ренгартен дает такую схему возрастных соотношений вулканических образований казбекской области.

1. В плиоцене происходила энергичная вулканическая деятельность с огромными выбросами вулканических пеплов и излияниями лав. К концу эпохи деятельность горных рек и ледников уничтожает значительную часть вулканических образований.

2. В миндельскую ледниковую и следующую межледниковую эпохи продолжаются выбросы вулканических пеплов и довершается размывание поверхностных вулканических аппаратов.

3. В рисскую ледниковую эпоху — затишье вулканической деятельности.

4. В рисс-вюрмскую межледниковую эпоху извержения возобновляются, изливаются древние потоки Казбека, Кабарджина, лавы Крестового перевала и др.

5. В максимальную фазу вюрмского отделения происходит ледниковая эрозия рисс-вюрмских лавовых потоков.

6. Во время между вюрмским максимумом и казбекской стадией происходит извержение больших молодых потоков Казбека (Арша, Чхери, Цдо и др.). В это же время образуется главная масса лав и пирокластических продуктов Кабарджина, и происходят первые излияния серых лав Хурисара.

7. В стадию отступления ледников (казбекскую) вулканические проявления ослабевают.

8. Затем в межстадиальное время происходит последняя вспышка вулканической деятельности, давшая лавы и пемзы боковых кратеров Казбека (Тхаршет, Сырхисар), молодые лавы Кабарджина, Малого Хурисара и др. В настоящее время затишье вулканической деятельности.

Лавы Центрального Кавказа большей частью являются кислыми. Их относят к андезито-дацитам или дацитам. В рассматриваемом районе исключением являются основные гудаурские лавы, которые Левинсон-Лессинг считает типичными представителями андезито-базальтов. В преобладающих кислых лавах с содержанием кремнекислоты большей частью от

60 до 65% мы имеем породы андезитового облика с вкрапленниками андезина, частью лабрадора и распространенного ромбического пироксена наряду с авгитом и роговой обманкой; встречаются и биотитовые разности. В гудаурских лавах, более основных, с фенокристаллами лабрадор-битовнита, в порфириновых выделениях наблюдается также оливин, встречающийся наряду с ромбическим пироксеном и диссоциированной роговой обманкой; основная масса принимает интерсертальную микроструктуру, свойственную основным породам.

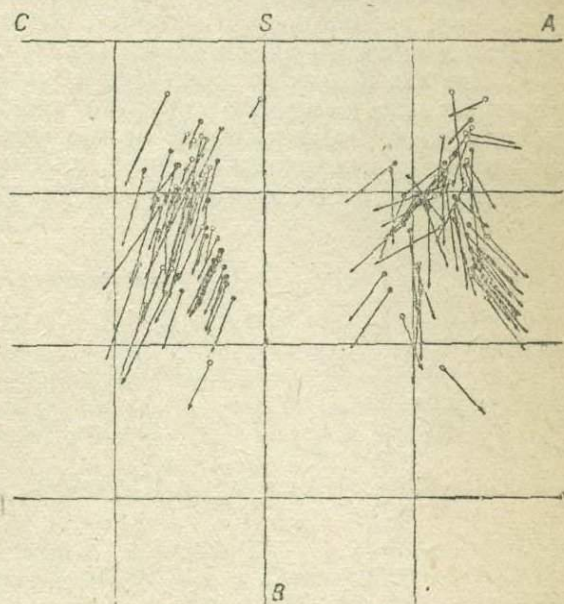
Рассматривая диаграмму фиг. 87, на которой представлен химизм лав Центрального Кавказа, мы можем заметить такие особенности.

Диаграмма эта представляется довольно сложной; векторы образуют недостаточно ясную полосу и разбиваются на группы. Впрочем, в точности некоторых анализов можно сомневаться. На диаграмме нанесены векторы, отвечающие всем вообще анализам, так как критический пересмотр их вследствие краткости имеющегося их описания невозможен.

Наибольшее число описаний относится к лавам Казбека. На диаграмме начальные точки векторов, представляющих химические составы этих лав, отмечены черными кружками. Из всех таких векторов выделяется группа тесно расположенных векторов в правой части диаграммы. Они изображают химические составы андезитов Казбека, разрабатывающихся как кислото-

упорный материал главным образом около сел. Арша. В этой же группе мы видим вектор, представляющий основную лаву Кабарджина (кружочек с точкой) и Хорисара (кружочек с вертикальной черточкой). Все эти векторы группируются полоской между крайними типами с такими, приблизительно, числовыми характеристиками (13 : 4 : 12 : 71) и (15 : 2 : 17 : 65). Если эти анализы точны, то по относительно высокому содержанию щелочей и низкому полевошпатовой извести эти составы имеют ясно трахиандезитовый характер. Более кислые породы Казбека относятся к дацитам.

Но, с другой стороны, среди пород Казбека мы видим и отчетливо выраженные известково-щелочные типы, частью с повышенным содержанием полевошпатовой извести. Невольно обращает на себя внимание также то обстоятельство, что составы казбекских пород часто являются пересыщенными глиноземом, даже в довольно основных типах с высоким b . Такой характер обнаруживает состав черной лавы в 2 км от ст. Казбек (по Левинсон-Лессингу). Основная числовая характеристика этой лавы (8.1 : 5.7 : 15.4 : 70.8); $a' : f' : m' = 24 : 46 : 30$; $n = 68$; величина $Q = +19.2$; $a : c = 1.4$. К этому составу близок состав одного из образцов андезита из разработок около сел. Арша. Мы видели, что для большинства образцов последнего имеющиеся анализы, однако, обнаруживают трахиандезитовый состав.



Фиг. 87. Лавы вулканов Центрального Кавказа
Черные кружки — Казбек; кружки с точкой — Кабарджин; кружки с крестиком — Сырх казбекский; кружки с горизонтальной чертой — лавы Гудаура, Сакохе и Млеты; кружки с вертикальной чертой — Хорисар; белые кружки — Кельское плато.

Если эти анализы верны, то в пересыщенном глиноземом отдельном образце аршинского андезита мы можем быть имеем дело с разложенной породой.

Определенно известково-щелочной характер с большим содержанием полевошпатовой извести мы находим в анализах лав по р. Чхери.

В нижней части диаграммы мы видим векторы с начальными точками, отмеченными кружочками с горизонтальной черточкой. Самый нижний из них представляет химический состав андезито-базальтовой гудаурской лавы, о которой уже упоминалось. Из трех таких же векторов, расположенных выше, два верхние представляют состав лавы потока около ст. Млеты. Они имеют нормальный андезитовый характер, и им по составу соответствуют наиболее основные изверженные породы Кельского плато.

Вектор, расположенный несколько ниже, чем векторы млетских лав, представляет состав шлаков конуса Сакохе¹.

Состав лав Кельского плато (белые кружки) дает более выдержанную короткую полосу векторов в пределах андезитово-дацитовой группы. Несколько выскакивает из общей полосы анализ дацита с восточного края этой площади вулканических пород, именно лава на подъеме из Эрито в Гудаур. Она богата полевошпатовой известью.

¹ В химические анализы лав Гудаура и шлаков Сакохе, сообщаемые Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (см. список литературы), вкрались очевидные ошибки. Содержание железа здесь чрезвычайно преувеличено. Для вычисления наших характеристик Fe_2O_3 и FeO было переопределено из образцов, сохранившихся в Институте геологических наук АН. Без исправления составы отвечали бы щелочным базальтоидным породам вроде нефелиновых базальтов, что находится в явном противоречии и с минералогическим составом.

Глава XIII. МОЛОДОЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОЙ И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

Мы рассмотрим вкратце районы молодой вулканической деятельности в пределах Западной Европы, которая была связана с альпийскими горообразовательными процессами. Эти вулканические районы располагаются в полосе, окаймляющей с наружной, выпуклой стороны Альпийскую горную систему. Обзор этих вулканических районов мы начнем с Центрального плато Франции, где находится знаменитая потухшая вулканическая область Оверни.

ОВЕРНЬ

Начало вулканической деятельности в центральной Франции, как только что сказано, связывают с орогеническими движениями в Альпах. Вулканические явления начались в верхнем миоцене, продолжались во все время плиоцена и большую часть четвертичного времени. Они и создали орографию современного центрального Французского массива, воздвигнув здесь вулканы Канталь, Мон-Дор, цепь Пюи, Велэ и др. Вулканы или нарастали один на другой, или располагались рядом. Здесь будут отмечены только главные черты.

Ц е п ь П ю и. Многочисленные вулканы Пюи располагаются один подле другого полосой к северу от Мон-Дора на протяжении около 90 км. Относительно кислые вязкие лавы, трахиты или домиты, образовали экструзивные купола (Пюи-де-Дом, Саркуи, Шопин), склоны которых обычно образованы брекчией обрушения; более основные продукты извержений — андезиты, андезито-базальты и базальты — образовали вулканы с кратерами; от основания или с вершины этих вулканов спускались лавовые потоки, распространяясь по склонам или стекая по долинам рек. Вулканы Пюи являются наиболее молодыми из вулканов Оверни.

М о н - Д о р. Мон-Дор представляет массив, образованный руинами огромного вулкана около 30 км в диаметре, возникшего в плиоцене. На вершине сохранились остатки потоков лишь в виде пиков. Извержения начались излияниями кислых лав, риолитов, затем фонолитов и трахитовыми пепловыми выбросами западнее главного центра. В составе главного массива принимают большое участие пирокластические отложения (грязевых потоков) трахитового и андезитового состава, перемежающиеся с потоками трахитов, андезитов и базальтов. Затем идут огромные потоки порфировидного трахита и андезита, слагающие большую часть вершин. Дайки фонолитов являются более молодыми: Наконец, деятельность Мон-Дора закончилась большими излияниями так называемых базальтов плато. Главная масса вулкана образовалась в первую половину миоцена. В разрушении вулкана играли некоторую роль ледники.

К а н т а л ь располагается к югу от Мон-Дора, будучи отделен обширным базальтовым плато Сезалье. Канталь еще более крупный вулкан, чем Мон-Дор, с диаметром 60—80 км и с массой в 10 раз большей, чем у Мон-Дора. Этот огромный конус увенчан кольцом вершин, образующих своего рода кальдеру. Первыми извержениями Канталя были базальты, стекавшие по долинам миоценового времени. За ними следовали экструзии фонолитов

и трахитов. Начиная с плиоцена, извержения сосредоточились в центре массива и постепенно вырос огромный вулкан, руины которого представляют массив. Главная масса вулкана — из андезитовых брекчий, среди которых залегают потоки андезитов и базальтов и прослойки туфов.

Вулканическая деятельность закончилась излияниями далеко распространившихся потоков базальтов. Так образовались большие базальтовые плато Кантала.

В В е л э различают восточную часть, представляющую двойной массив Мезанк и Мегаль, соединенные базальтовым плато и геологически представляющие одно целое, и западную часть Велэ. Между ними располагается город Пюи, в окрестностях которого как бы сходятся вулканические образования восточной и западной частей. Мезанк и Мегаль сложены базальтами и фанолиитами, к которым в меньшем количестве присоединяются андезиты и лабрадориты. Брекчий в таком развитии, как на Кантале и Мон-Доре, здесь нет. Потоки базальтов образуют плато. Обильные фанолииты слагают мощные потоки и купола, хорошо выражающиеся в ландшафте. В Велэ извержения происходили во многих центрах, не будучи сосредоточены в одном месте, как в Кантале и Мон-Доре. Время извержений — между верхним миоценом и концом среднего плиоцена.

Цепь Велэ охватывает больше 150 конусов и остатков древних вулканических выходов на протяжении около 60 км. Эти конусы образованы базальтовыми выбросами и шлаками. Из них вытекали лавы базальтов, сливающиеся между конусами в пологие склоны, которые спускаются к ограничивающим цепь Велэ с востока и запада рекам. Извержения не старше верхнего плиоцена.

Возрастные соотношения извержений Оверни Буль дает в табл. 21 (см. след. стр.)

Диаграмма фиг. 88 изображает химизм продуктов молодой вулканической деятельности Оверни. Мы не будем останавливаться на сравнении отдельных вулканов или особенностях изменения состава лав во времени. Отметим только самые общие черты химизма изверженных пород этой области в целом. Мы видим необычайно широкий размах в изменении химического состава горных пород, представленного на диаграмме роём векторов. Но тем не менее полоса векторов отличается на большей части своего протяжения замечательной выдержанностью, и только в более бедных фемическими составными частями породах мы видим отклонения в разных направлениях, приводящие, с одной стороны, к фанолиитам, а с другой — к андезитам и риолитам. Из табл. 21 видно, как разнообразно сменялись в Оверни извержения вулканических пород разного состава. Щелочные и кислые миоценовые породы Мон-Дора (кружки с точкой) сменились в нижнем плиоцене основными базальтовыми породами, за которыми следовали андезиты, трахиандезиты, трахиты, затем фанолииты; в верхнем плиоцене опять широкие излияния базальтов. Сложную смену лав разного химического состава обнаруживают и другие большие вулканы. Тем не менее общий тип всей области виден на диаграмме.

Общее направление полосы векторов на большей части ее протяжения близко к тому, что мы видели в лавах Этны, но, как уже отмечено, вариации достигают более широкого размера. Все породы обнаруживают довольно выдержанное соотношение калия и натрия. Значительное развитие получают породы, химические составы которых пересыщены глиноземом.

НОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

В Западной и Средней Европе на внешней стороне альпийской складчатой системы новейшая вулканическая деятельность проявилась в ряде мест. Мы только-что рассмотрели вулканическую область центральной Франции. Далее к востоку мы имеем две зоны или дуги: Северно-Рейнскую и Южно-Рейнскую. Первая обнимает семь самостоятельных районов извержений, начиная от Эйфельских маар на западе и до базальтов Франконии на востоке

Возрастные соотношения извержений в Оверни

| | Мезанк и Мегаль | Велэ и окрестности Пюи | Канталь | Мон-Дор | Цепь Пюи |
|----------------|---|---|---|---|---|
| Четвертичные | | | | | Вулканы с кратерами Базальты Андезиты |
| Верхние | | | | | |
| Средние | Базальты | { | | Вулканы с хорошими кратерами Базальты склонов | |
| Нижние | | | | | |
| Плиоцен | | | | | |
| Верхний | | Базальты, туфы, разрушенные шлаковые конусы | Базальты плато | Базальты плато | |
| Средний | Базальты, фонолиты | Базальты, брекчии Пюи | Верхние фонолиты, авгитовые андезиты с гаюином | Верхние фонолиты, гаюиновые андезиты | Андезитовые брекчии и туфы |
| Нижний | Верхние трахиты, андезиты, авгитовые лабрадориты, порфириновые базальты | | Порфириновые андезиты вершин, порфириновые базальты и авгитовые андезиты в брекчиях, порфириновые базальты, лабрадориты | Андезиты и трахиты вершин, базальты, лабрадориты и андезиты в брекчиях, порфириновые базальты | |
| Верхний миоцен | Нижние трахиты, нижние базальты | | Нижние трахиты и фонолиты, трахитовые туфы; нижние базальты | Трахиты, фонолиты, риолиты и кислые туфы; нижние базальты | Домиты? |

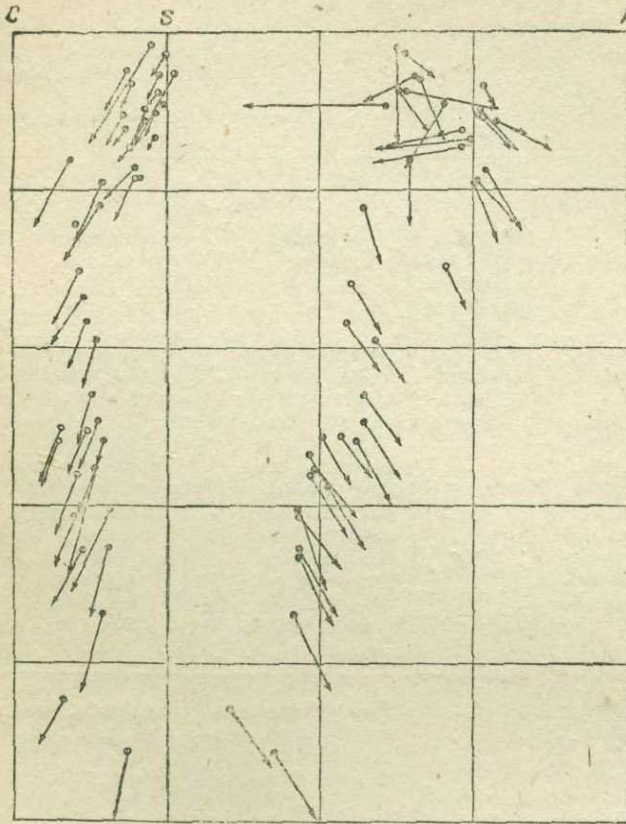
Таким образом, зона эта тянется примерно на 360 км. Она проходит на 300—200 км впереди полосы юры, хорошо выделяющейся на геологической карте Европы (Швабская юра). Южно-Рейнская вулканическая дуга близко совпадает с этой полосой юры, начинаясь на западе породами Кайзерштуля в Верхне-Рейнском грабене и кончаясь на востоке изверженными породами Нордлингенского Риса. Наконец, еще восточнее, чем рейнские дуги, располагается Чешско-Силезская вулканическая дуга.

Изверженные горные породы этих древних вулканических районов относятся главным образом к щелочным типам и обнаруживают большое разнообразие. Наряду с щелочными типами встречаются также горные породы обычно базальтоидного облика с высоким *c*. Векторы на диаграммах, построенных для таких крупных единиц, как упомянутые вулканические дуги, рассеиваются довольно широкими полосами, причем в них можно подметить некоторые правильности в группировке векторов, изображающих составы горных пород для разных вулканических центров этих обширных вулканических зон. На наших диаграммах фиг. 89—92 нанесены далеко не полные векторы лишь более типичных химических составов горных пород; при этом необходимо заметить, что числовые характеристики для нанесения их были вычислены не из непосредственных данных анализов, а из параметров

Ниггли, которые находятся в сводке Юнга. Это понижает точность нанесения векторов. Для наших целей, однако, они достаточны.

Северно-Рейнская вулканическая дуга

Маары Эйфеля. Самым западным районом извержений в этой дуге и вместе с тем во всей средневропейской области новейшего вулка-



Фиг. 88. Вулканы Оверни. Черные кружки — Кангаль; белые кружки с точкой — Мон-Дор; кружки черные наполовину внизу — Пюи-де-Дом; белые кружки — Банн-д'Орданш; белые с вертикальной чертой — Марез.

низма является ряд маар Эйфеля плейстоценового возраста. Они расположены полосой в северо-восточном направлении. Определенную линию намечает ряд маар, в числе которых находится главное жерло Герольштейна и маары Бертриха. К юго-западу располагается другая параллельная линия.

Извержения в Эйфеле были кратковременными и дали ничтожное количество лавы (нефелиновые базальты и иногда лейцитовые базальты). Это были относительно слабые проявления вулканизма. Очевидно, поднимаясь по некоторой системе трещин, магма на определенном уровне дала ряд эксплозионных явлений вследствие уменьшения внешнего давления.

В отношении тектонического положения эйфельских маар интересно отметить, что ряд их как бы ограничивает окончание Триерской мульды, отходящей наподобие залива в северо-восточном направлении от Парижского бассейна.

Нейвидерский бассейн и Зибенгебирге. В этом районе вулканическая деятельность продолжалась от верхнего олигоцена (Зибенгебирге) до очень позднего времени (верхний плейстоцен — лаахерские пемзы) и дала большое разнообразие горных пород. В Зибенгебирге известны трахиты, трахиандезиты, трахибазальты и щелочные базальты; в Нейвидерском бассейне и в области Лаахерского озера — нозеановый фонолит, лейцитовый фонолит, лейцитовые и нефелиновые базаниты, базальты и тефриты, трахиты.

В районе Лаахерского озера мы имеем единственную область молодых извержений в Германии, где еще хорошо сохранились вулканы с кратерами и потоками лавы. Здесь насчитывают до 30 вулканических конусов, основанием которых являются древние глинистые сланцы и граувакки девона.

Вулканическая деятельность продолжалась здесь в четвертичное время недолго.

Очаг вулканических извержений, вероятно, находился между кристаллическими породами, лежащими в основании палеозоя, и налегающими на них девонскими отложениями, как на это указывают нередкие включения кристаллических пород в материале извержений. Положение вулканического очага соответствует грабену (южная часть северно-рейнского грабена, проходящая в северо-западном направлении).

Вестервальд. Базальтовые покровы, интрузивные залежи и штоки, а также отдельные фонолитовые и трахитовые куполы занимают в Вестервальде изометрическую площадь в 30—40 км в поперечнике. Середина этой области отстоит от линии северно-рейнского грабена примерно на такое же расстояние, как линия эйфельских маар. Хотя здесь нет явных признаков определенных крупных трещин, но обнаружены многочисленные мелкие вертикальные перемещения.

Гессенская вулканическая зона. Фогельсберг. Следующая к востоку вулканическая область извержения связана с крупным нижне-гессенским грабеном, являющимся северным продолжением большого верхне-рейнского грабена и вытянутым вместе с ним в ССВ направлении. В области опускания самого большого верхне-рейнского грабена имеются только слабые проявления вулканизма (в южной части), тогда как в этом северном продолжении, тектонически менее значительном, в изобилии излились лавы с больших глубин (трапповые базальты и др.).

Особенно большие массы изверженных пород дал вулкан Фогельсберга. Здесь вулканическая деятельность продолжалась долгое время, доставив разнообразные породы: фонолиты (аквитанский возраст), базальты (аквитанско-бурдигальский), базальты и траппы (тортонский), базаниты и траппы главного вулкана (сарматский-понтический), кислые базальты (конец понта).

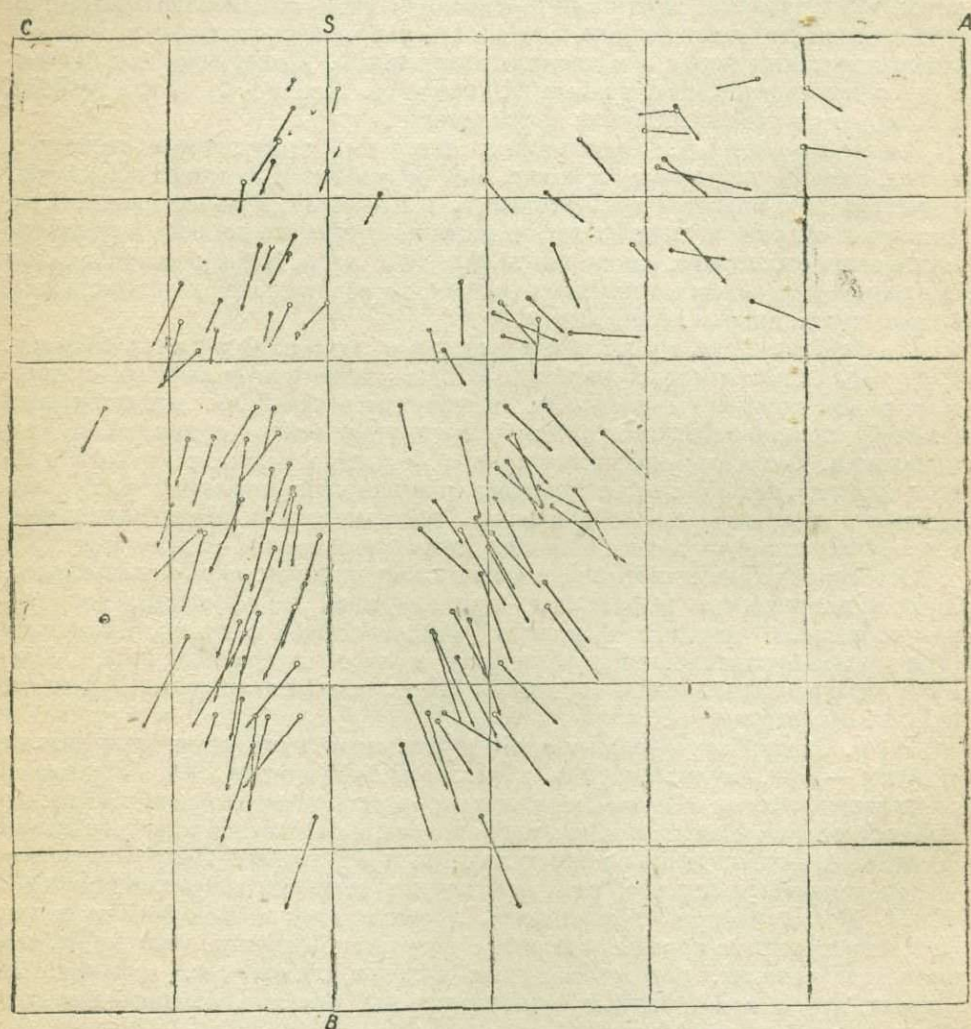
Рён. Следующая к востоку самостоятельная область извержения дальше в 60 км — Рён. Вулканическая дуга здесь выходит из Рёно-Герцинской зоны варисских гор в Саксо-Тюрингскую; в основании складчатый палеозой отсутствует, и полая толща слоев триаса, цехштейна и красного лежня залегает непосредственно на кристаллическом основании. Покров слоистых пород раздроблен сильнее, разломы следуют главным направлениям ССВ и СЗ. Вулканическая деятельность продолжалась до верхнего миоцена, дав разнообразные породы (в порядке возраста): фонолит, санидинит, нозеановый фонолит, роговообманковый базальт, лимбургит, нефелиновый тефрит, нефелиновый базальт, полевошпатовый базальт, «главный базальт» и вновь в небольшом развитии фонолиты.

Жильная свита Хильдбургхаузена. К востоку вулканизм Рёна быстро затухает до совершенно незначительных проявлений. Через почти лишенный вулканов перерыв в 35 км новая область извержений отмечается нефелиновыми базальтами, базанитами и фонолитовым штоком Хильдбурга. В расстоянии около 55 км от Рёна находится свита около двух десятков базальтовых жил незначительной мощности (около 60 см.), но

длинных, по несколько километров, протягивающихся в ССВ направлении и отстоящих друг от друга на расстоянии $1\frac{1}{4}$ —2 км. Поле этих жил занимает 20×40 км. Заслуживает быть отмеченным тектоническое положение этой свиты базальтовых жил. Они ограничивают, здесь уже с северо-запада, мульду юрских слоев, вытянутую в северо-западном направлении (к востоку от Бамберга), подобно тому как полоса маар Эйфеля ограничена с северо-востока Триерскую мульду.

Базальты Франконии. Северо-Рейнская вулканическая дуга оканчивается на востоке появлением полевошпатовых и нефелиновых базальтов к западу от Кульмбаха и восточнее Бамберга. Еще далее на востоке после перерыва и с другим направлением, почти под прямым углом к Северо-Рейнской дуге, начинается уже новая самостоятельная Чешско-Силезская вулканическая дуга.

На диаграмме фиг. 89 представлен химизм изверженных горных пород Северо-Рейнской вулканической дуги. Несмотря на всю разбросанность



Фиг. 89. Северо-Рейнская вулканическая дуга. Белые кружки — Зибенгебирге и Лаах; кружки с точкой — Вестервальд; кружки с вертикальной чертой — Фогельсберг; кружки с горизонтальной чертой — Гессенская горная страна; черные кружки — Рён.

векторов, мы можем на основании этой диаграммы дать определенную характеристику различий в химизме горных пород отдельных вулканических

центров, несмотря на то, что почти в каждом из них мы имеем исключения, выходящие за пределы характерных для этих районов полос векторов.

Наиболее резко выраженный щелочный тип мы находим в породах Зибенгебирге, Нейвидерского бассейна и области Лаахерского озера. Начальные точки векторов для этих пород обозначены белыми кружками. Они сосредоточиваются на диаграмме преимущественно в правой половине широкой полосы векторов. Наоборот, горные породы Вестервальда (начальные точки векторов отмечены кружками с точкой) и Фогельсберга (кружки с вертикальной черточкой) обнаруживают, в противоположность упомянутым более западным центрам, характер, близкий к известково-щелочному типу. Горные породы Рёна и Гессенской горной страны, представляющей холмистый район к северу от Фогельсберга, занимают промежуточное положение. Векторы этих пород обозначены черными кружками (для Рёна и кружками с горизонтальной черточкой (гессенские породы).

Эти особенности, однако, представляют только общую тенденцию с рядом резко выделяющихся исключений. Не рассматривая их подробно, можем указать только на такие примеры, как андезиты из Зибенгебирге с их известково-щелочным характером, или арфведсонитовый трахит из Вестервальда, отличающийся значительным пересыщением щелочами, и т. п.

Южно-Рейнская вулканическая дуга

Это менее правильная дуга с изгибом к югу отличается от Северно-Рейнской более значительными расстояниями между областями извержений (80—90 км) и менее значительными массами изверженных пород.

Кайзерштуль представляет руины вулкана, расположенного внутри Рейнского грабена и действовавшего в верхнем олигоцене и затем в новейшем миоцене. Кайзерштуль получил известность разнообразием своих щелочных пород. Здесь встречены эссекситовое габбро, лейцитовый и нефелиновый тефрит, лейцитовый базанит, лейцитифир, лейцитит, нефелинит, фонолит, нефелиновый базальт, лимбургит, авгитит и жильные породы. Разломы западного-северо-западного направления соединяют положение Кайзерштуля со следующим к востоку районом.

Хегау. Вулканы Хегау начинают собой районы извержений, расположенные в полосе развития юрских отложений. Эта вулканическая группа связывается с почти меридиональными разломами, и остатки вулканов располагаются рядами в этом северо-северо-западном, почти меридиональном направлении. Западный базальтовый ряд (мелилитовый базальт с оливином и авгитом) и восточный фонолитовый ряд (нозеоновый фонолит и трахитоидный фонолит) намечают определенное направление. Между этими рядами располагается мульда так называемых покровных туфов.

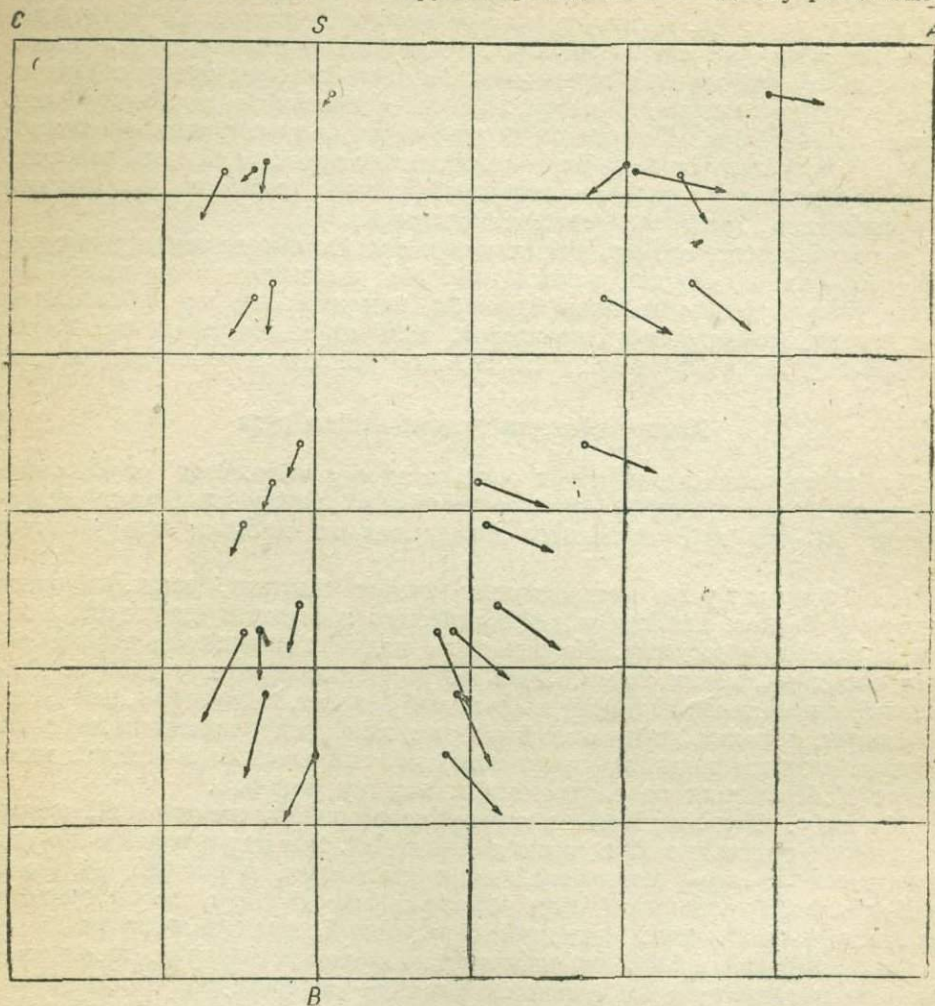
Урахская вулканическая область. В 85 км к северо-востоку от Хегау в полосе юры располагается знаменитый район туфовых жерловин Швабского Альба. Промежуток лишен вулканических проявлений.

В грубых заполняющих жерловины туфах и брекчиях иногда попадаются включения тонкозернистых и слоистых пизолитовых туфов. Это указывает на один, по крайней мере, перерыв в вулканической деятельности. Вулканическая деятельность была преимущественно эксплозивной и доставляла только базальтовые породы (нефелиновые и мелилитовые базальты). Она была ограничена верхним миоценом.

Нордлингенский Рис и бассейн Штейнхейма. Большая впадина Риса замыкает вулканическую дугу на востоке в 25 км расстояния от предыдущего района. Вулканическая деятельность тут была незначительной, чисто эксплозивной, и потухла вероятно очень быстро во время верхнего миоцена.

Подобный же и примерно одновременного возраста, но значительно меньший очаг представляет бассейн Штейнхейма, расположенный по середине между Урахом и Нордлингенем. Он обнаруживает только следы эксплозионной вулканической деятельности.

На диаграмме фиг. 90 представлено сравнение химизма пород Кайзерштуля и Хегау. Как те, так и другие принадлежат к одному резко выра-



Фиг. 90. Южно-Рейнская вулканическая дуга. Белые кружки — Кайзерштуль; черные — Хегау.

женному щелочному типу. В Кайзерштуле мы имеем более разнообразны, породы, образующие целый ряд типов (векторы с начальными точками, обозначенными белыми кружками). В Хегау мы имеем крайние типы ряда, самые богатые фемическими составными частями из всего ряда и наиболее лейкократовые и в то же время наиболее богатые щелочными алюмосиликатами (векторы для горных пород Хегау отмечены черными кружками). На диаграмме эти особенности выражаются с чрезвычайной отчетливостью.

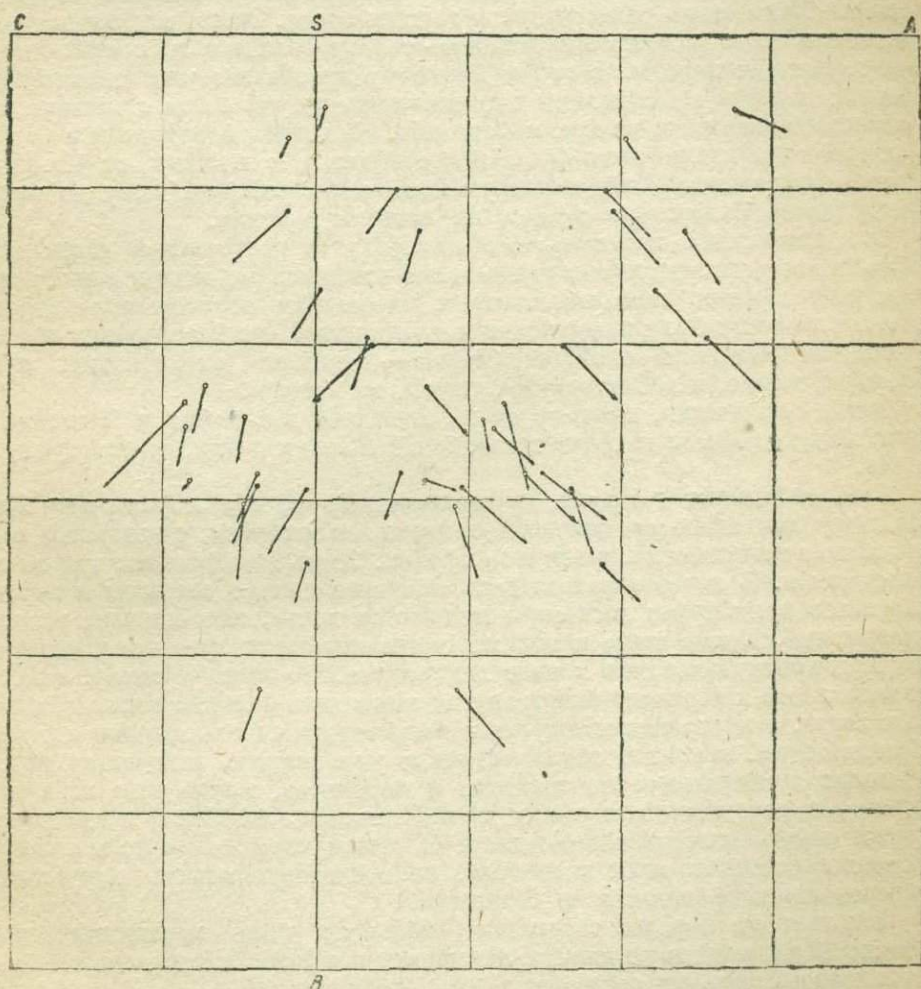
Оденвальд, Шпессарт и Катценбуккель

Между Северно-Рейнской и Южно-Рейнской вулканическими дугами к востоку от Рейнского грабена в третичное время вулканизм в указанных районах проявлялся в довольно слабом развитии. В основании вулканов

Оденвальда находятся древние породы варисской горной дуги, в западной части представленные главным образом граувакками, глинистыми сланцами и диабазовыми породами. На востоке располагается покров пестрого песчаника. Древние породы разбиты сбросами; по трещинам прорывались массы базальтов, нефелиновых базальтов и лимбургита. К востоку от Месселя находится пологий купол трахита. Известны здесь также мончикиты. В близких геологических условиях происходили третичные извержения и в Шпессарте, доставившие также базальты (полевошпатовые базальты и магма-базальты) и в незначительном количестве феонолиты.

Катценбуккель представляет отдельный прорыв третичного времени в области оденвальдских песчаников. Главная часть горы состоит из нефелинового базальта, сопровождаемого прослоями туфов. Разнообразные продукты дифференциации: шонкиниты, нефелиниты, тералиты и жильные породы (шонкинитовый порфир и тингуаит) сопровождают эти излияния.

На диаграмме фиг. 91 представлено сравнение изверженных пород



Фиг. 91. Оденвальд и Шпессарт (белые кружки) и Катценбуккель (черные кружки).

Катценбуккеля, с одной стороны, и Оденвальда и Шпессарта — с другой. Начальные точки векторов для горных пород Катценбуккеля обозначены черными кружками и кружками с точками для проекций на плоскость

CSB для пород пересыщенных щелочами; векторы для горных пород Оденвальда и Шпессарта отмечены белыми кружками в начальных точках. Как мы видим из диаграммы, для химизма горных пород Катценбуккеля характерна пересыщенность их щелочами во многих случаях. Размах вариаций по длине полос векторов менее значителен, чем в совокупности пород Оденвальда и Шпессарта, для которых, кроме того, надо отметить существование известково-щелочных представителей среди базальтоидных пород. Все эти особенности непосредственно можно прочесть на диаграмме.

Чешско-Силезская вулканическая дуга

На протяжении этой дуги, длиной более 500 км, от Сосновых гор (Фихтельгебирге) до базальтов Верхней Силезии и Восточных Судет, наиболее значительные массы изверженных пород находятся во внутренней части западнее середины дуги, именно в горах Дуппау и Чешских Средних горах. Вместе с тем к этим же частям дуги приурочено и наибольшее разнообразие петрографического состава продуктов извержения. Чешские Средние горы известны своим разнообразием горных пород. Здесь встречены представители всего ряда трахит-фонолит - тефрит - базальт и соответствующие глубинные породы. В горах Дуппау разнообразие уже значительно меньше; наряду с базальтами встречаются еще тералиты с жилами нефелинового сиенита и по краям фонолита. На крайнем западе и в Сосновых горах мы имеем чисто базальтовые области; к востоку от Чешских Средних гор разнообразие пород уменьшается в районе Циттау до чисто базальтового Силезского района на крайнем востоке.

Это правильное изменение в обе стороны от центральной части дуги к краям, выражающееся и в уменьшении изверженных масс и в их меньшем разнообразии, совпадает также с изменением возраста извержений. Самыми ранними были извержения в центральной части в Средних горах, а самыми поздними плейстоценовыми — базальты оконечностей дуги Эгера на западе, и в Восточных Судетах, на востоке.

Эти правильности, которые очень отчетливо выражены в Чешско-Силезской дуге, Клоос находит также и в Рейнских дугах, рассмотренных выше.

В Средних горах, расположенных по обе стороны реки Эльбы, в верхнем олигоцене происходили разломы и сбросы, с которыми связаны магматические интрузии и экструзии. Здесь различаются три эпохи извержения. В первую извергались основные магмы: покровы и потоки базальтов и их туфы; местами встречаются жилы, заполнившие каналы извержений. Кроме того, к той же эпохе относятся фонолиты, встречающиеся преимущественно в виде лакколитов. Во вторую эпоху, относящуюся также к верхнему олигоцену, образовались большие массы тефритовых пород, а также соответствующие им интрузии с их жильными свитами. Третья эпоха, вероятно захватывающая уже миоцен, отличается извержениями преимущественно трахитов и фонолитов, кроме того, жил тингуайта, тингуайтового порфира и нефелинового порфира; встречаются также вновь извержения базальта. В общем извержения следовали от наиболее основных магм к кислым, но последовательность нарушалась чередованиями фонолитов и базальтов.

Базальтовые породы составляют большую часть эруптивных масс (около 73%), причем на долю полевошпатового базальта приходится 62%, нефелиновый базальт составляет 10%, лейцитовый 0.4%, а остальные базальтовые породы (пикриты, мелилитовые базальты, базаниты) все вместе 1.2%. За базальтами по количеству следуют тефриты (22%), из которых преобладает лейцитовый тефрит. Затем идут фонолиты, составляющие 3.4%, трахиты 0.9%. Эссексит и содалитовый сиенит, а также жильные породы едва достигают 0.2%.

Базальтовые породы распространены по всей области Средних гор и даже за ее пределами. Наиболее основные породы в центральной части не встречаются. Трахиты наблюдаются в северной части, но фонолиты имеют широкое распространение по всему району. Все излившиеся породы, кроме фонолитов, сопровождаются туфами. Несмотря на такое разнообразие, Чешские Средние горы, несомненно, представляют одно целое.

К востоку от Средних гор находится интересная вулканическая область П о л ь ц е н а. Извержения здесь происходили почти одновременно с извержениями Средних гор, но судя по форме проявления, здесь мы имеем затухание магматической деятельности. Магматические массы застыли в туфовых каналах и образуют штокообразные и жилообразные массы. В этой области встречаются богатые авгитом нефелиновые базальты, трахибазальты, трахиандезитовые породы, частью камптониты. Особенно интересны породы так называемой польценит-трахидолерит-фонолитовой жильной формации.

К юго-западу от Средних гор и восточнее Карлсбада находится район гор Д у п п а у, представляющий следующую область новых излиятий вулканических пород. Для нее характерны трахиандезит, тералит и базальт.

Еще далее к западу базальтовые породы распространены в южной части С о с н о в ы х г о р (Фихтельгебирге). Здесь встречаются как плагиоклазовые базальты, так и нефелиновые; имеются также и туфы.

К востоку от Средних гор молодые изверженные породы прорвали в третичное время массу известного лаузицкого гранита (Л ё б а у е р Б е р г). Здесь извергались базальтовые породы, сохранившиеся в виде остатков покровов и куполов на месте жерл вулканов, а также и фонолиты вообще более молодые, чем базальтовые породы. Последние имеют щелочной характер и представлены нефелиновыми базальтами, мелилитовыми базальтами, тефритами и базанитами наряду с плагиоклазовыми базальтами.

Дальше на восток молодые изверженные породы убывают в количестве. К северу от И з е р с к и х и И с п о л и н о в ы х г о р они встречаются главным образом в виде маломощных жил, относятся к основным базальтовым породам. Такой же характер обнаруживает и дальнейшее продолжение Силезской вулканической дуги на восток.

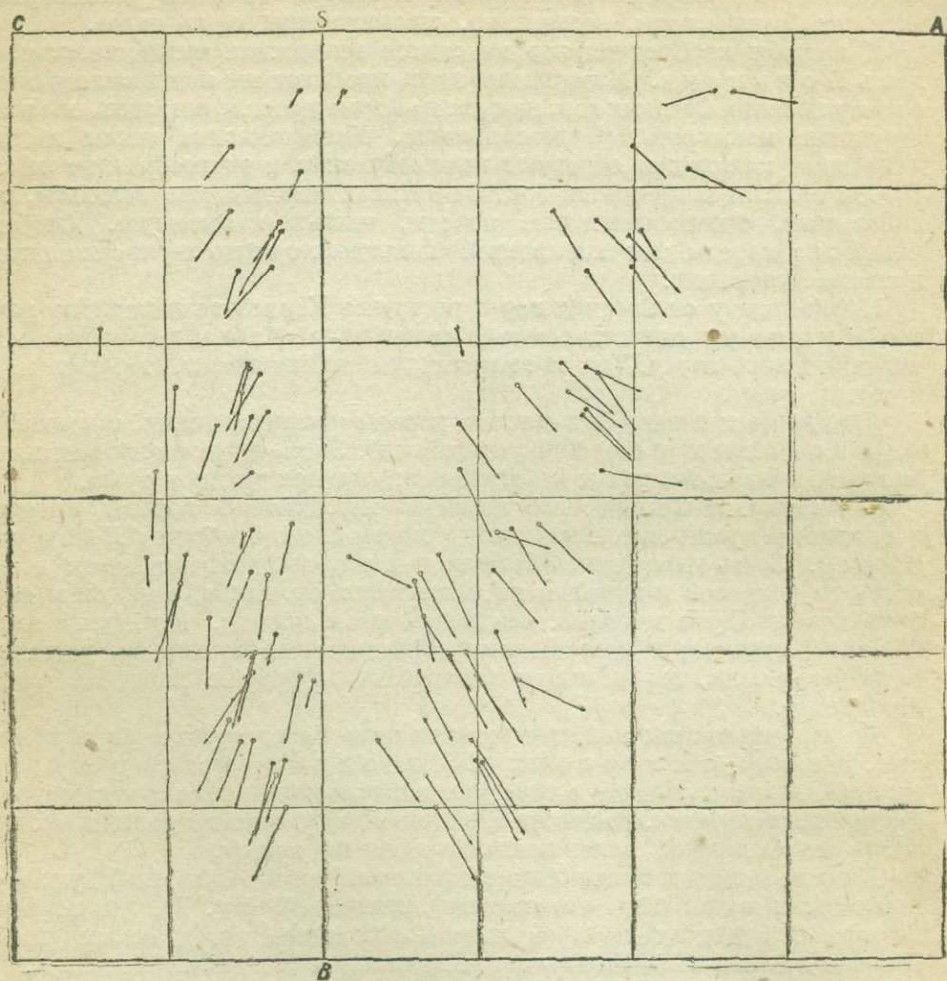
Химизм молодых вулканических районов Чешско-Силезской дуги в общих чертах может быть представлен диаграммой фиг. 92, где показаны векторы химических составов главнейших типов изверженных пород. Широкий размах колебаний в составе мы видим в породах Польцена, векторы которых обозначены черными кружками в начальных точках. Эти щелочные породы образуют ясную серию, выраженную в отчетливой полосе векторов, которые приурочены к правой части всей совокупности векторов диаграммы.

Породы Исполиновых и Изерских гор представлены только основными типами, и они отличаются не столь резко выраженным щелочным характером. На диаграмме начальные точки их векторов обозначены кружками с вертикальной чертой. Такой же относительно менее щелочной характер всей совокупности горных пород мы находим в Дупнау, состав которых меняется от базальтовых пород до трахиандезитов, сравнительно бедных фемическими составными частями ($b = 11-12$). Векторы этих пород отмечены белыми кружками с точками.

Горные породы Сосновых гор (белые кружки) представлены основными породами. Общий характер ассоциации щелочной, но мало типичный. Очень широкие колебания мы находим в породах гор Лебау (белые кружки с горизонтальной черточкой).

Мы касались только самых общих особенностей химизма изверженных горных пород молодых вулканических районов Средней Европы. Такие особенности можно, конечно, подметить и из рассмотрения минералогии

ческой характеристики всех этих пород, однако сопоставление на диаграмме дополняет наши представления о химизме ассоциаций вулканических пород этой обширной области, позволяя сравнивать различия в вещественном составе и в количественном отношении.



Фиг. 92. Чешско - Силезская вулканическая дуга. Белые кружки — Сосновые горы; кружки с точкой — Дуппау; кружки с вертикальной чертой — Исполиновые и Изерские горы; кружки с горизонтальной чертой — Лёбау; черные кружки — Польцен, Средние и Рудные горы.

Глава XIV. ПРИМЕРЫ АССОЦИАЦИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ИНДИЙСКО-АФРИКАНСКОЙ ОБЛАСТИ

ОСТРОВА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Остров Реюньон. Остров сложен двумя вулканическими массивами различного возраста: более древний массив Питон де-Неж, давно потухший, глубоко рассечен эрозией, позволяющей видеть внутреннее строение, и современный вулкан Питон де-ля-Фурнез, прислоненный к восточному склону первого.

Лавы современного вулкана отличаются тем, что они очень жидки, сходны с лавами Гавайских островов и морфологически во многом на них похожи. Лякруа отмечает здесь особый тип лав en gratois с характерной поверхностью, образованной перекатывающимися шлаковатыми глыбами. Очень распространены волнистые лавы, лавовые конусы (cônelets de lave). Лавы действующего вулкана представляют лабрадоровые базальты, довольно бедные оливином. Крайне распространены стекловатые формы, дающие настоящие базальтовые обсидианы. Вулканические выбросы имеют много общего с гавайскими. С этим распространенным типом базальтов связаны лавы, исключительно богатые крупными кристаллами оливина. В остальном отношении они не отличаются от предыдущих, но стекловатые формы здесь не встречаются. Этот тип богатых оливином лав Лякруа назвал океанитами. Такое обогащение оливином объясняется гравитационной дифференциацией, но образование океанита не зависит от высоты места выхода лавы, так что эта дифференциация происходит, очевидно, в очаге, а не в выводном канале.

Последние извержения потухшего вулкана Питон-де-Неж давали такие же лавы, как и действующий вулкан, но в теле горы находятся потоки и жилы не только базальтов и океанитов, но и других пород. В обрывах размытых частей вулкана встречены светлые фанолитовые трахиты и мощные потоки серых сланцеватых афировых лав, очень близких к муджериту острова Скай (Шотландия). На южном склоне встречены также авгитовые андезиты.

Кроме того, среди выброшенных из вулкана материалов и в виде жил и интрузивных залежей, обнажающихся в промытых частях вулканической постройки, встречены были и зернистые породы. Большая часть интрузивных залежей и дайк образована базальтовыми породами, но, кроме того, есть и светлые породы. Вообще состав зернистых пород колеблется от кварцевых сиенитов через габбро до перидотитов. Сиениты образованы щелочными полевыми шпатами, между которыми заключаются кристаллы диопсида с оболочкой эгирина, затем эгирин, ланеит, энigmatит и кварц; довольно часто наблюдается миаролитовая структура; встречаются биотитово-пироксеновые разновидности. Габбро представляют ряд разновидностей в зависимости от относительного количества составных частей. Они переходят в перидотиты; встречен был харризит такой же, как на острове Рум. Перидотиты представлены главным образом дунитами, переходят в верлиты. Габбро и перидотиты пересекаются тонкозернистыми жилками сходного состава.

Лякруа обращает внимание, что эти зернистые породы отнюдь не являются абиссальными. Они образовались под покрывкой излившихся пород всего в несколько сотен метров.

Остров Маврикия, расположенный к востоку от Реюньона, сложен главным образом базальтовыми породами, образующими плато. Среди этих базальтовых пород различаются собственно базальтовые породы, иногда с долеритовой структурой, и анкарамит-океаниты, более богатые фемическими составными частями (оливином). Базальтовые породы и формы их нахождения очень похожи на те, которые наблюдаются на острове Реюньон. Кроме того, встречены фонолитовые трахиты, имеющие подчиненное значение. Они очень близки к таким же породам острова Св. Павла, но почти лишены магнезии.

Остров Родригес, находящийся еще далее к востоку, также сложен базальтовыми породами, обнаруживающими щелочной характер (базанитоидный базальт). Они несколько менее богаты меланократовыми частями, чем упомянутые породы с острова Маврикия.

Острова Крозе к югу от Реюньона также сложены лавами базальтового состава, очень близкими к тем, какие находятся на острове Маврикия. Они сопровождаются и туфами.

Остров Св. Павла состоит из пород довольно разнообразного состава, в которых содержание кремнекислоты колеблется от 49 до 71%. Извержений начались излиянием кислых пород (риолитоидов, по Лякруа). Основная масса этих пород состоит из иголок ортоклазового полевого шпата, иногда сферолитовая структура. Уже давно указано в этих породах присутствие тридимита в черепчатых пластинках. Над этими риолитовыми образованиями наблюдаются очень богатые полевым шпатом долеритовые породы, а за ними следуют базальты. Лякруа указывает также на присутствие дацитиоидов базальтового облика и сакалавита, встречающегося в виде жил.

Архипелаг Кергелен. Этот необитаемый архипелаг посещался многими экспедициями, и о его горных породах имеется довольно много сведений. Возраст точно не установлен, но остров уже значительно размыт, так что на нем обнажились и глубинные породы: нефелиновый сиенит, анальцимовый микромонцит и эссексит. Преобладающими лавами являются базальтоидные породы в виде мощных потоков, перемежающихся с туфами. Богатые полевым шпатом базальты переходят в авгитовые андезиты и трахиандезиты (тефритоиды), и, наконец, среди базальтов выступают гребни трахитовых и фонолитовых пород, которые являются более древними по отношению по крайней мере к некоторым базальтам. Существование интрузивных пород на острове, вскрытых эрозией, дает для Лякруа основание сравнивать вулканические образования Кергелена с Питон-де-Неж на Реюньоне, с Таити и вулканом Кения.

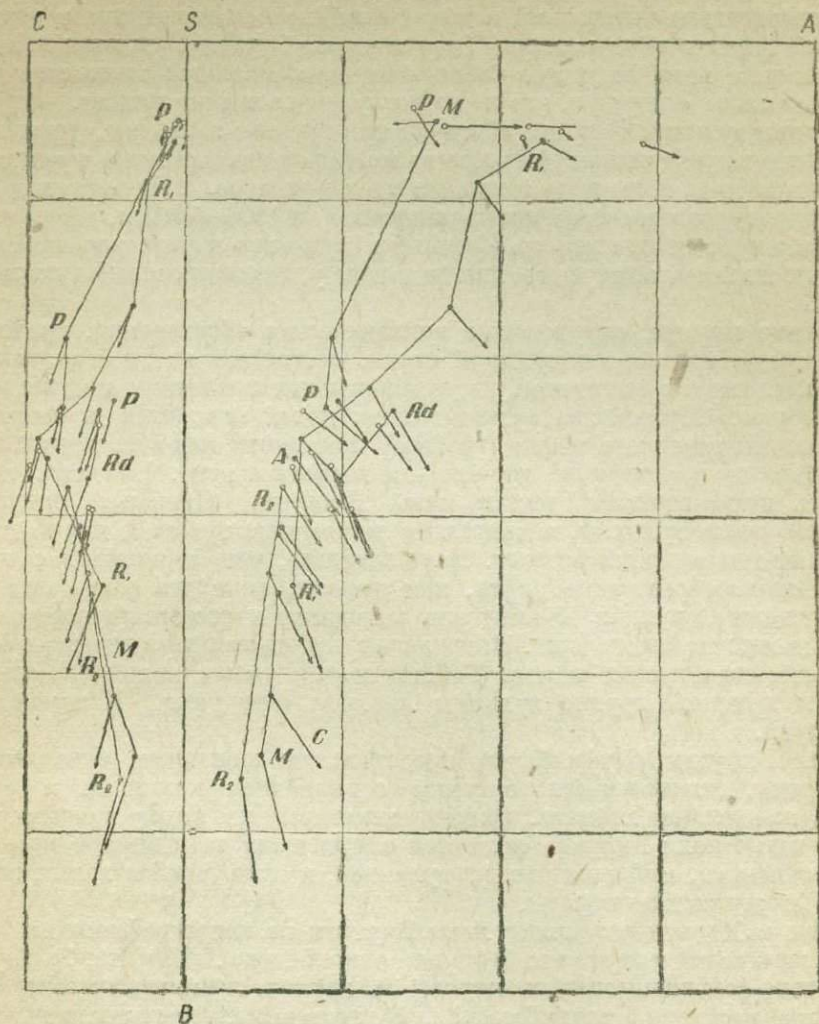
На нашей диаграмме фиг. 93 представлены химические составы вулканических пород перечисленных островов Индийского океана. Не показаны векторы, изображающие анализы интрузивных пород, из которых некоторые, например, эвкрит с острова Кергелена, или микромонцит, выходя за пределы ряда векторов большинства пород, несколько нарушают общую картину.

На диаграмме начальные точки векторов, представляющих лавы с одного и того же острова или группы островов, соединены линиями, дающими возможность удобнее сравнивать ассоциации лав, отвечающие каждому из островов. Векторы лав архипелага Кергелен обозначены белыми кружками в начальных точках. Линии, соединяющие начальные точки векторов лав других островов, отмечены различными буквами.

Для острова Реюньон отдельно соединены начальные точки векторов изверженных пород массива Питон-де-Неж (R_1) и современного вулкана Питон-де-ля-Фурнез (R_2). Мы видим в первом более широкое разнообразие, главным образом в сторону средних и кислых лав, отсутствующих

в современном вулкане, где, наоборот, мы находим очень богатый железисто-магнезиальными частями океанит — самый нижний вектор диаграммы.

На острове Маврикия (*M*) наряду с очень основными лавами мы встречаем трахит с характерным горизонтальным вектором соответственно



Фиг. 93. Острова Индийского океана. Черные точки. R_1 — остров Реюньон, Питон-де-Неж; R_2 — там же, Питон-де-ля-Фурнез; *P* — остров св. Павла; *M* — остров Маврикия; *C* — остров Крозе; *Rd* — остров Родригес; *A* — остров Амстердам; белые кружки — остров Кергелен.

бедности магниезией. Основные лавы мы имеем также на островах Крозе (*C*).

Лавы острова Св. Павла занимают левое положение в верхней части диаграммы (линия *P*). Здесь имеются лейкократовые типы. Лавы острова Родригес (*Rd*), представленные только основными типами, наоборот, характеризуются векторами, указывающими на высокое содержание щелочей. Очень щелочные типы мы имеем в феолитах Кергелена, основные породы которого характеризуются довольно переменчивым составом (*A* — вектор лавы с острова Амстердам).

Мы видим, таким образом, что каждый из этих вулканических островов обладает своим собственным характером химизма лав, но интересным обстоятельством является то, что при соединении начальных точек векторов для каждого из них в отдельности мы получаем линии, идущие все

в близких направлениях и выражающие этим общий характер всей этой обширной петрографической провинции.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ РАЙОН БУФУМБИРА

Исключительно интересный вулканический район находится в экваториальной Африке между озером Киву и озером Эдуарда. Это так называемые лавовые поля Бирунга. Слово «бирунга» является множественным числом от слова «кирунга», что на языке туземцев значит вулкан.

Главные вулканы Бирунга образуют три группы: западную, куда входят действующие вулканы Ньямлагира и Нинагонго, среднюю группу из трех вулканов и восточную также из трех вулканов. Над окружающей местностью (уровнем озера) они поднимаются на 1500—2000 м. Кроме того, между ними располагается до 30 мелких вулканов в виде хорошо образованных шлаковых конусов и иногда в виде удлинённых шлаковых накоплений.

Древние породы, окружающие вулканические образования, представляют породы карагве-анколийской серии, состоящей из гнейсов, амфиболитов, сланцев и кварцитов, интродуцированных гранитами и относимых к докембрию. Образование вулканических полей находится в связи с образованием западного рифта (грабена) Восточной Африки, хотя в данном районе морфологически эта связь не выражена ясно. Не ясно, когда началась вулканическая деятельность Бирунга. Наиболее древними являются здесь вулканы, значительно затронутые эрозией, для которых допускают плиоценовый возраст. Надо заметить, что движения, с которыми связано образование рифта, как думают, начались уже в миоцене.

Современный вулкан Ньямлагира находится в состоянии постоянной деятельности гавайского типа. Нинагонго в последнее время извергал большое количество густых паров. Действующими также являются относящиеся к западной группе вулканы Адольфа Фридриха, Канамахагага и Катерузи.

Лавы Бирунги (Буфумбири) представляют щелочные базальтоподобные породы, отличающиеся высоким содержанием калия, и, в связи с этим, появлением лейцита. Однако некоторые из более молодых лав южной части поля Бирунга являются натриевыми породами. Кроме лав в виде обломков, выброшенных из вулканов, и включений в лавах, встречаются и зернистые породы.

Холмс и Харвуд разделяют лавы Бирунги по петрографическим признакам на 6 серий или групп: 1) группа оливинового лейцитита, 2) группа мелилитово-фельдшпатоидных пород, 3) группа лейцитового базанита, 4) группа калиевого трахибазальта, 5) группа калиевого трахиандезита или латита и 6) группа лимбургита-трахибазальта.

Характерным для лав Бирунги является то, что преобладание калия над натрием здесь не так велико, как в более известных лейцитовых породах. В этом отношении эти лавы имеют известное сходство с рассмотренными выше манчжурскими лейцитовыми породами. Такая химическая особенность пород была причиной того, что среди лав Бирунги было выделено несколько типов под новыми названиями. Так, в группе оливинового лейцитита была выделена лава вулкана Микено под названием микенит (лейцитит типа Микено) с крупными выделениями лейцита и авгита. С увеличением количества оливина оливиновые лейцититы переходят в меланократовые лавы. Их стекловатые формы с выделениями только фемических минералов не отличимы минералогически от лимбургитов. Эти калиевые лимбургиты получили название угандитов.

Из мелилитово-фельдшпатоидных пород следует отметить мелилитово-лейцитовые нефелиниты, представляющие лавы вулкана Нинагонго. Богатые калием оливиново-мелилитовые породы получили название катунгитов.

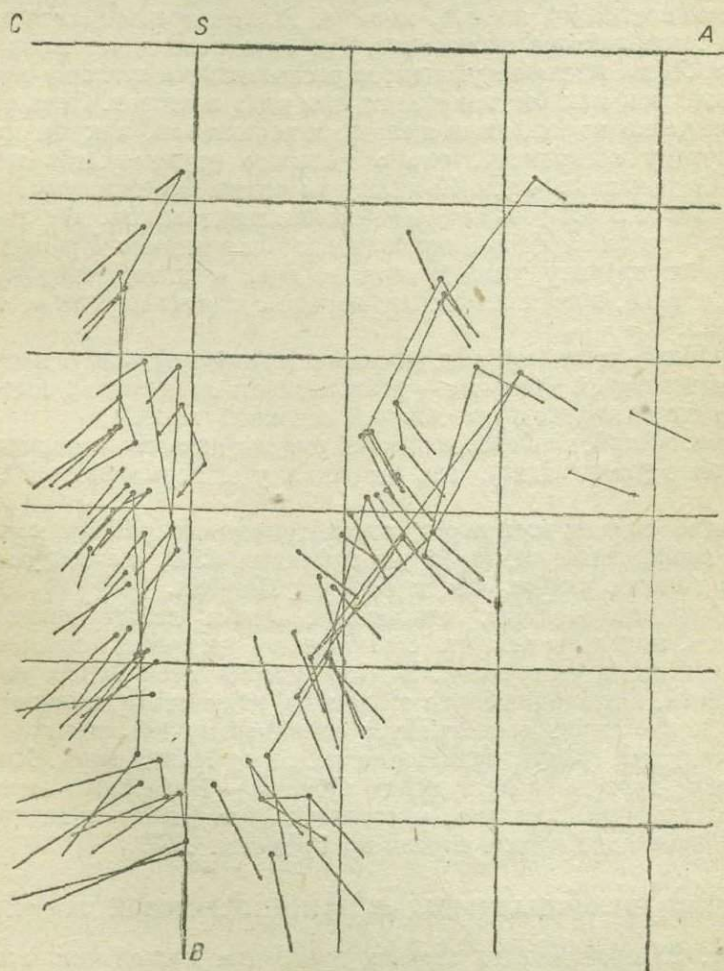
С появлением плагиоклаза в составе оливиновые лейцититы переходят в лейцитовые базаниты того типа, для которых Лякруа предложил название кивита. Лавы Ньямлагире представлены кивитами с порфировыми выделениями плагиоклаза в гломеропорфировых сростках.

Известны в этой области также везувиты. Лава вулкана Мурамбе отличается от лимбургита незначительным количеством кристалликов лейцита и полевого шпата в основной массе. Такого рода содержащим примесь салических минералов лимбургитам дано название мурамбит. Эта порода может быть рассматриваема как полевошпатовый угандит или меланократовый кивит.

Группа калиевого трахибазальта обнимает породы, близкие к породам абсарокит-шошонит-банакитовой серии Иддингса. Более кислые породы близки к трахиандезитам и латитам.

Упомянутые зернистые породы представлены перидотитами, слюдяными породами, пироксенитом, монцонитом, лейцитовым кенталленитом и своеобразным лейцитовым ийолитом, названным нилигонгитом по имени вулкана Нинагонго.

Рассматривая диаграмму фиг. 94, на которой нанесены векторы, изо-



Фиг. 94: Вулканический район Буфумбира. Линиями соединены векторы для лав одного и того же вулканического центра.

бражающие химические составы лав Буфумбири и соседних районов Уганды, мы видим, что эти векторы довольно широко рассеяны. Но если

соединить линиями начальные точки векторов лав каждого из разных вулканов по отдельности, как это сделано на диаграмме, то ряды векторов для этих отдельных вулканов выступают очень отчетливо. Надо сказать, впрочем, что анализ лав этой чрезвычайно интересной области еще слишком мало, чтобы точно охарактеризовать и разнообразие петрографических типов и их взаимное отношение.

Группа векторов, отвечающих величине $b > 40$, представляет главным образом биотитовые пироксениты и перидотиты, а наиболее щелочные из пород, представленные этими векторами (самые правые векторы), — катунгиты, т. е. калиевые оливиново-мелилитовые породы. Холмс считает, что это продукт кристаллизации в вулканических условиях той же магмы, которая дает альноиты и дамкьерниты, содержащие первичный кальцит.

Векторы, отвечающие величине b равной около 40, представляют два типа пород. Три правых вектора отвечают угандиту — породе, богатой стеклом с фенокристаллами оливина и с выделениями авгита и лейцита в непрозрачной стекловатой основной массе. Очень богатые оливином угандиты попадают уже в предыдущую группу ($b = 46$). На нашей диаграмме угандиты более распространенного типа и указанный более основной тип соединены линией, которая дальше продолжается кверху к начальной точке вектора абсарокита. Эта линия соединяет лавы вулкана Няруббеса. Левее векторов угандитов располагаются векторы мурамбита.

В дальнейшем как бы намечается три ряда векторов. Первый из них, с наименее резко выраженным щелочным характером, как бы примыкает к упомянутому абсарокиту, около которого группируются и векторы кивитов. Современные лавы Ньямлагире также представлены, как сказано, кивитом с порфиоровыми выделениями плагиоклаза. От этих содержащих плагиоклаз пород мы переходим к банакитам с b равным около 15 и далее к трахиту типа Понца и даже к гиперстеновому лагиту вулкана Сабиньо, представляющему породу с наименее резким щелочным характером.

Второй, более щелочной ряд связывает мурамбиты или угандиты с микенитом и везувитом (микенит — разновидность лейцитита с выделениями лейцита и титан-авгита в стекловатой основной массе).

Наконец, третий, наиболее щелочной ряд мы находим в породах вулкана Нинагонго (нилигонгит), где мы видим уже пересыщенный щелочами тип.

Богатство калием всех пород рассматриваемого района ясно сказывается в направлении векторов на проекции CSB , но эта особенность выражена заметно слабее, чем в породах Везувия.

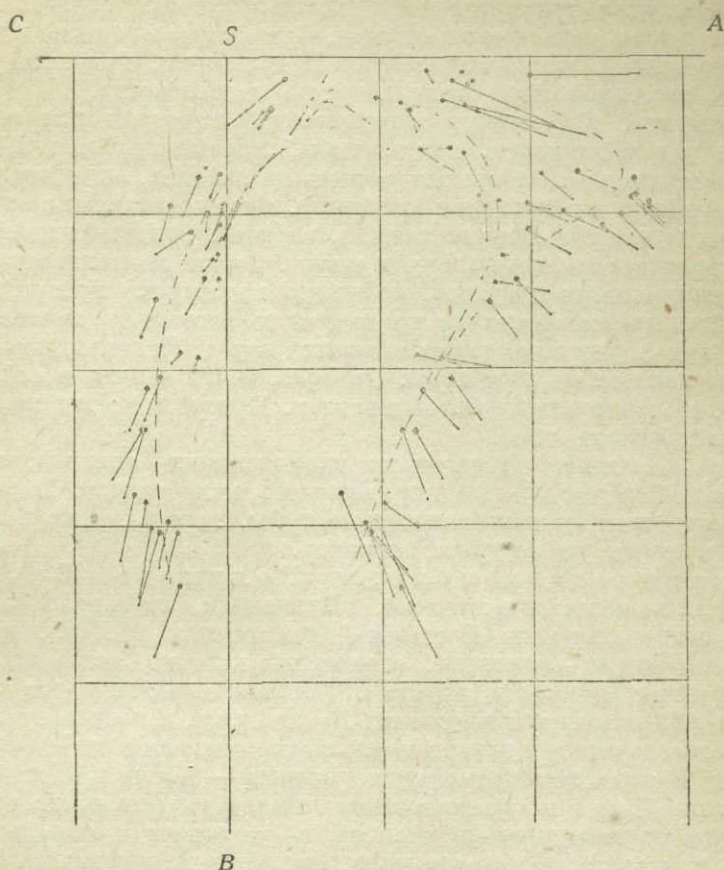
На диаграмме векторы, отвечающие лавам действующего вулкана Ньямлагире, выделены тем, что соединяющая их линия отмечена короткими поперечными черточками. Вектор вверху этой линии изображает состав кивита, представляющего типичную лаву этого вулкана; вектор в нижнем конце линии соответствует оливиновому кенталлениту, являющемуся зернистой фацией вулканических пород Ньямлагире. Химические составы лав другого действующего вулкана — Нинагонго — изображены векторами, которые, как уже указывалось, выделяются на диаграмме своим крайним положением справа на проекции ASB .

АССОЦИАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД «С ПАНТЕЛЛЕРИТОВОЙ ТЕНДЕНЦИЕЙ»

На фиг. 95 представлена сводная диаграмма нескольких ассоциаций вулканических пород, обнаруживающих так называемую пантеллеритовую тенденцию, т. е. заключающих в себе кислые породы, сильно пересыщенные щелочами. Название это дано по имени острова Пантеллерия, вулканические породы которого могут считаться типичными в этом отношении. Кроме острова Пантеллерия, такого же рода ассоциация пород представлена вулканическими породами Северо-Африканского грабена,

породами Северной Абиссинии, Йемена в Аравии и др. Мы рассмотрим упомянутые важнейшие примеры.

Пантеллерия. Небольшой остров Пантеллерия, расположенный на полпути между Сицилией и Тунисом, получил свою известность среди петрографов благодаря исключительно интересным щелочным породам. Остров представляет размытую вулканическую постройку, еще



Фиг. 95. Щелочные породы с пантеллеритовой тенденцией. Круги — Пантеллерия; квадратики, поставленные на угол, — Килиманджаро и Кения; квадратики, ориентированные по осям, — Абиссиния; треугольники — Аравия.

сохранившую свои первоначальные формы. Главная масса образована пантеллеритами, частью пантеллеритовыми трахитами и трахитами, и только на северной оконечности острова появляются более молодые базальты. Согласно Вашингтону, история образования Пантеллерии вкратце может быть представлена таким образом. В первую фазу образовался обширный вулканический конус, сложенный из потоков пантеллеритового трахита, комендита и, наконец, так называемого зеленого пантеллерита, являющегося наиболее распространенной породой на возвышенностях по юго-восточному берегу острова. В нижних частях склонов этого вулкана возникли паразитные конусы. Эта фаза закончилась взрывом или, может быть, провалом, уничтожившим центральную и верхние части вулканической постройке с образованием обширной кальдеры в центре. Ряд возвышенностей по окружности острова в его юго-западной части образует как бы окружающую центральную часть сомму.

Во вторую фазу внутри кальдеры образовался большой конус, части которого представлены наиболее высокими вершинами острова. Лавы его представляют трахиты; сохранились еще следы кратера. Находящий-

ся почти в центре острова паразитический конус этого вулкана выбрасывал пантеллеритовую пемзу, покрывшую значительную часть острова несколько позднее.

Затем следовало извержение черного пантеллерита вдоль линии разлома. Потоки этой лавы, спускающиеся по северному склону острова, хорошо сохранились.

Последняя фаза вулканической деятельности заключалась в излиянии базальтов в северной части острова. Фумароллы и горячие источники, еще действующие в некоторых местах Пантеллерии, являются отголосками этой последней фазы вулканической деятельности.

Пантеллериты, являющиеся характерными породами для острова и названные так Фёрстнером, как известно, характеризуются анортноклазом в фенокристаллах, обильным развитием эгирина, главным образом в основной массе, присутствием коссирита. Фенокристаллы цветного минерала иногда представлены диопсидом, но чаще эгирин-авгитом, иногда может присутствовать в выделениях кварц. Состав пантеллеритов колеблется в значительных пределах, но всегда характерно присутствие эгирина. Пантеллеритовый трахит примыкает к типичным пантеллеритам. Внешний вид щелочных вулканических пород Пантеллерии главным образом зависит от их структуры. Окраска, почти черная в стекловатых разностях, становится почти белой в пемзах. Присутствие эгирина придает окраске зеленоватые тона.

Базальты Пантеллерии содержат вкрапленники оливина, авгита и в меньшем количестве плагиоклаза, близкого к лабрадору. В дайках базальта, пересекающих пантеллеритовые туфы, порода лучше раскристаллизована и почти не содержит оливина.

Вулканические породы Великого Восточно-Африканского грабена. Вулканизм, связанный с образованием долины Великого Восточно-Африканского грабена, проявился вначале излияниями фонолитов, основанием которых являются древние кристаллические сланцы и граниты. Грегори параллелизует излияния фонолитов с базальтовыми покровами Декана. Они, вероятно, происходили в конце мелового периода одновременно с образованием Индийского океана. Мы коснемся здесь двух знаменитых вулканов — Кения и Килиманджаро.

В массиве Кения за фонолитами следовало появление особой лавы — кенита и нефелинового сиенита, образующих центральный пик этого сильно эродированного вулкана. Последними изливались базальты. Кениты и базальты распространяются южнее. В конце их излияния (в олигоцене) произошли первые сбросы Великого Грабена. После длинного периода покоя и денудации возобновление вулканической деятельности к югу от Кении проявилось в извержениях риолитов и трахитов, а после нового периода покоя изливались сначала базальты и базаниты, потом фонолитовые трахиты и, наконец, риолиты. Позднее происходили большие извержения доплейстоценовых нефелинитов, комендитов и кенитов, иногда базальтов. После расширения Великого Грабена вследствие новых сбросов на дне этой депрессии образовались трахитовые и базальтовые вулканические горы. Эти извержения продолжались во время всего плейстоцена и до современной эпохи. К югу от озера Рудольфа еще действует вулкан Телеки.

Фонолиты Кении относятся к ряду широко распространенных в Восточной Африке горных пород, обнимающему породы от пантеллеритов до фонолитов. Минералами этих пород является анортноклаз, натриевые пироксены (эгирин-авгит, реже эгирин) и амфиболы (коссирит, катофорит, рибекит). Среди фонолитов различаются три типа, главным образом по размерам фенокристаллов. Фонолитовые трахиты, связанные с предыдущими породами, отличаются отсутствием нефелина.

Характерной для Кении породой является кенит. Крупные фенокристаллы анортноклаза вместе с фенокристаллами оливина и диопсида

с каемкой эгирина заключены в плотной темной массе, состоящей под микроскопом из бурого стекла, содержащего микролиты анортоклаза и пироксена. Существуют разновидности и более стекловатые и с более раскристаллизованной основной массой.

Нефелиновый сиенит, слагающий центральную часть Кении, образован крупными кристаллами анортоклаза, заключающего идиоморфные кристаллы нефелина, железистого оливина и зеленоватого пироксена, иногда встречаются пойкилитовые зерна катофорита и энigmatита.

На западном склоне Кении были встречены нефелиновые микросиениты, связанные с порфировой породой, содержащей фенокристаллы розового нефелина и белого полевого шпата в темной основной массе из анортоклаза, магнетита, пироксена и биотита. Лякруа относит эту породу к таититам.

В Килиманджаро кениты предшествовали нефелинитам и базальтам. Кениты являются преобладающими. Они здесь имеют особенный вид: с характерными кристаллами анортоклаза в формах, как у норвежских ромбенпорфиров, и более мелкими выделениями оливина, диопсида и иногда редкого нефелина и гаюина. В более или менее кристаллической основной массе только иногда встречается стекло. Микролиты образованы анортоклазом, диопсидом, эгирином и эгирин-авгитом, биотитом, магнетитом и другими минералами. Другая афировая разновидность имеет облик фонолита. Встречены были и более типичные фонолиты и нефелиниты.

Другие породы Килиманджаро имеют облик полевошпатовых базальтов. Одни из них очень богаты крупными кристаллами оливина и авгита, другие — большими табличатыми кристаллами лабрадора. Кроме того, существуют анкаратриты и авгититы. Лякруа описал также найденные в туфах зернистые горные породы, имеющие состав мельтейгитов.

Северная Абиссиния. К северу от озера Рудольфа находятся обширные вулканические районы. Одни образуют плато Абиссинии и Сомали, другие на равнине Данакиль заключены между обрывами, ограничивающими эту равнину, и Красным морем. В этих вулканических областях имеется две серии излияний. Нижняя — исключительно базальтовая, лежащая на кристаллических сланцах (Абиссинское плато), другая, — более сложная, образованная базальтами и щелочными породами, подстилается также и юрскими известняками.

На равнине Данакиль базальты, находящиеся в основании, представляют очень меланократовые порфиновые породы с крупными кристаллами оливина и авгита. На них залегает серия светлых серых или зеленоватых лав, в выветрелом виде красноватых, имеющих характер риолитов и пантеллеритов.

Аравия. По другую сторону Красного моря, на юго-западном берегу Аравии можно видеть такую же ассоциацию вулканических пород. На кристаллических сланцах, местами прорванных щелочными гранитами и кое-где прикрытых юрскими осадками, располагаются излияния более молодых базальтов, часто с долеритовой структурой. Затем следует более молодая вулканическая серия, заключающая в себе пантеллеритовые риолиты, переходящие в пантеллериты и трахиты. Указанные породы образуют высокое плато Йемен, достигающее 2000—3000 м. В районе Сана на этой серии располагаются молодые вулканы с хорошо сохранившимися кратерами. Они давали базальтовые лавы.

На нашей диаграмме фиг. 95 составы пород Пантеллерии изображены векторами, начальные точки которых обозначены кружочками. Для других районов приняты такие обозначения: для пород Кении и Килиманджаро — квадратики, поставленные на угол (со сторонами под углом 45° к координатным осям); для абиссинских пород — квадратики со сторонами, параллельными осями координат; для аравийских пород — треугольники. Проекция на плоскость SAB и переднюю (положительную) часть SCB обозначены черными кружками, квадратиками и т. д.; проекция на

отрицательную (заднюю) половину плоскости \overline{SCB} — соответственными белыми значками.

На диаграмме ясно видны характерные свойства этих всех серий. В своем лейкократовом конце рой векторов достигает плоскости SAB при величине b примерно равной 8—10, затем переходит по другую сторону плоскости SAB со все возрастающим значением \overline{c} . Эта особенность довольно слабо выражена в абиссинских породах и гораздо более резко в остальных сериях. Такой заворот векторов в салическом конце щелочных серий отчасти намечался уже и в других таких ассоциациях (например на острове Св. Елены), но там он не достигал такой отчетливости. В минералогическом составе эта особенность выражается накоплением эгирина, в химическом — возрастанием пересыщенности щелочами. Это так называемый «агпаитовый» тип пород. Он может быть выделен в особую группу.

Глава XV. О СИСТЕМАТИКЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ПРИЗНАКАМ ИХ ХИМИЗМА

Те конкретные примеры естественных ассоциаций вулканических горных пород, которые мы рассмотрели выше, уже достаточны для того, чтобы можно было их использовать для установления основных принципов систематики естественных ассоциаций горных пород по признакам их химического состава.

ОБЩИЕ ПРИЗНАКИ РОЯ ВЕКТОРОВ

Мы представили для каждой ассоциации горных пород их химические особенности при помощи некоторых совокупностей векторов. Эти множества векторов однозначно выражают совокупности химических составов всех пород, которые мы включили в каждую из рассматриваемых ассоциаций. Мы заменили, таким образом, все данные анализов, которые мы принимали во внимание, некоторыми геометрическими образами, каждый из которых состоит из векторов в пространстве. Эти векторы являются элементами, образующими то, что мы называли роем векторов.

Химические особенности каждой из представленных на диаграмме ассоциаций горных пород однозначно выражаются в особенностях изображающего ее роя векторов. Закономерности, которые заключаются в совокупности фактических данных о химическом составе какой-либо ассоциации горной породы, выражаются в некоторых правильностях, или вообще в некоторых особенностях формы, размеров и структуры такого роя векторов. Следовательно, возникает задача, построив диаграммы, затем рассмотреть, в чем выражаются особенности полученных роев векторов. Иными словами, надо уметь отличать данный рой от других по каким-то определенным признакам. Уловив эти признаки различия, мы, зная способ построения векторов, сумеем от геометрических особенностей роя перейти и к особенностям химизма изображаемой этим роем совокупности составов горных пород.

Итак, рассмотрим сначала те геометрические особенности, какими могут отличаться различные рои векторов вообще.

Для каждого из векторов мы различаем признаки двоякого рода: 1) положение вектора в пространстве или, другими словами, координаты его начальной точки и 2) длину и направление его. Первый признак выражает те особенности химизма горной породы, которые даны в основной числовой характеристике химического состава и которые мы приняли за главные. Второй признак представляет изображение дополнительных числовых характеристик, которые мы условились считать выражениями признаков химического состава, стоящими по важности на втором месте.

Соответственно этому в геометрических особенностях каждого роя векторов мы также можем различить признаки того или другого рода: 1) положение начальных точек векторов в пространстве и особенности их взаимного расположения и 2) особенности роя, выражающиеся в длинах и направлениях векторов, образующих этот рой.

Рассмотрим признаки того и другого рода по отдельности.

С точки зрения расположения начальных точек векторов на диаграмме, очевидно, можно различать следующие признаки:

1. Пределы роя, т. е. пространство им занимаемое:

- а) размеры этого пространства,
- б) форма этого пространства.

2. Структура роя, т. е. распределение его элементов в занимаемом им пространстве:

- а) степень равномерности распределения (изменения в плотности роя в разных частях),
- б) симметричность или асимметричность распределения,
- с) отношения распределения элементов роя (векторов) к его очертаниям (пределам).

Рассмотрим все эти признаки по отдельности, определяя положение вектора его начальной точкой.

1а. Существуют, как мы видели, пределы, ограничивающие пространство, внутри которого помещаются все начальные точки векторов ($q_i - p_e - m_f$). Любой рой занимает часть этого пространства. Объем его может быть определен отношением этой части ко всему возможному пространству. Как увидим, в большинстве случаев рои, отвечающие реальным совокупностям составов горных пород, имеют вытянутую линейную форму, хотя и не представляют рядов в строгом смысле слова. В этом случае характерным признаком является длина такого вытянутого роя.

1б. Кроме линейной, могут быть формы также двумерные (вытянутые в двух направлениях) или изометрические. Повидимому, очень типичной распространенной формой является промежуточная с резко различными измерениями в трех направлениях и в основном вытянутая. Линейно вытянутый рой может быть прямым или изогнутым; он может быть простым или ветвящимся.

2а. Степень равномерности распределения (рассеяния) элементов роя, очевидно, может быть обнаружена достаточно ясно только при большом числе его элементов (наблюдений). При небольшом их числе она может выражаться в степени отклонения этих элементов от средних линий, точек и т. п. Рой может быть непрерывным или же он распадается на части.

2б. В отношении симметричности или асимметричности распределения векторов обычно можно подметить лишь преимущественное уклонение их в одну сторону от средней осевой линии или отсутствие такового.

2с. Положение кучности в пределах роя, сгущение в центральной части или на периферии являются также признаками, уловимыми при большом числе элементов. Эти признаки тесно связаны с предыдущими.

Таковы особенности, которыми можно характеризовать рои векторов в отношении их положения. Мы условились, что положение вектора, иначе его начальная точка, выражает главные признаки химизма горной породы, представленные основной числовой характеристикой. Поэтому перечисленные признаки роев являются выражением главных особенностей химизма ассоциаций горных пород. Каждый из таких геометрических признаков роя выражает определенную особенность химизма.

Но, кроме того, мы имеем еще признаки, выражающиеся в длине и направлениях векторов. Эти признаки или могут быть связаны с положением отдельных векторов, или, наоборот, могут быть независимыми от них. Таким образом, можно различать беспорядочную совокупность векторов с точки зрения изменения их длины и ориентировки и упорядоченное их расположение в этом отношении. Это уже признаки второго порядка.

Мы видели раньше, что все множество векторов, изображающих химические составы изверженных горных пород, на нашей диаграмме обладает очень важной закономерностью, выражающейся в постепенном изменении длины и направления каждого вектора в связи с изменением его положения на диаграмме. Это позволило выразить на диаграмме фиг. 57 правильность в расположении и направлениях векторов в виде геометри-

ческого образа как систему некоторых линий (тонкие линии на диаграмме). Когда мы имеем дело с отдельной ассоциацией изверженных горных пород и представим ее в виде совокупности векторов, то эта совокупность будет частью всего множества векторов и будет занимать некоторую часть пространства, занимаемого всем множеством их. Мы как бы выделим из всего множества векторов на диаграмме отдельный участок. Внутри этого участка направления и длины векторов могут более или менее точно совпадать с теми, которые мы выразили на общей диаграмме фиг. 57 в виде систем упомянутых линий, или же они могут отклоняться от этого типичного положения. Такого рода уклонения могут также служить характеристикой особенностей химизма рассматриваемой ассоциации горных пород.

ДИАГРАММЫ ХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ЕСТЕСТВЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Мы видели, как с изменением положения вектора изменяется его длина и как он поворачивается при этом в определенном направлении (стр. 159). В отдельных сериях векторов те же изменения длины и направления могут происходить с различной скоростью при переходе от одной точки к другой; этим тоже можно характеризовать ряды векторов.

Когда мы раньше (стр. 166) при рассмотрении некоторых естественных ассоциаций горных пород соединяли начальные точки векторов для немногих избранных типичных горных пород, можно было заметить, что полученные таким образом вариационные линии, представляющие различные ассоциации горных пород, в целом образуют некоторую систему линий в виде пучка, который в проекциях на плоскости ASB и CSB имеет вид, изображенный на диаграмме фиг. 60. На ASB такие вариационные линии проходят наклонно к оси SB таким образом, что, двигаясь слева направо, т. е. в сторону увеличения a , или, иными словами, переходя к более щелочным ассоциациям горных пород, мы имеем все возрастающий наклон вариационной кривой к оси SB . На проекции CSB вариационные линии представляются в виде пологих дуг, обращенных вогнуто к оси SB . Кроме того, в очень щелочных ассоциациях пород, пример которых мы видели в породах Восточной Африки, особенности химизма выражаются на диаграмме тем, что в верхней части проекции кривой на плоскость ASB она получает резкий загиб в сторону начала координат, принимая, таким образом, направление поперек общего хода кривых на плоскости ASB . В то же время проекция на плоскости CSB в верхней части пересекает ось SB , указывая на то, что мы имеем здесь дело с породами, пересыщенными щелочами (см. также фиг. 95).

Когда мы перешли к изображению ряда ассоциаций вулканических пород при помощи более значительного числа векторов, мы увидели, что векторы образуют рой в виде полос (фиг. 61—95), более или менее широких, проекции которых на плоскости ASB под различными углами наклонены к оси SB , а на плоскости CSB образуют пологие дуги, выпуклые наружу. Хотя эти полосы редко бывают очень узкими и обычно частью перекрывают одна другую, но все же можно заметить, как они последовательно изменяют свое положение так же, как это мы заметили для линий на фиг. 60 и как это указано на диаграмме фиг. 96, где проведены осевые линии таких полос.

Таким образом для нас становится ясным, как распадается на подмножества, отвечающие отдельным природным ассоциациям, все множество векторов, изображающих состав изверженных горных пород — именно, оно распадается не на какие-нибудь участки, а на полосы и притом идущие в определенном направлении.

Из рассмотрения и сравнения всей совокупности частных диаграмм фиг. с 61 по 95 мы видим, кроме того, то же, что хорошо видно и на диаграмме фиг. 58, т. е. что все разнообразие пород обнаруживает непрерывное изме-

нение, что можно найти такие постепенные же переходы между естественными ассоциациями пород, какие мы привыкли видеть между отдельными петрографическими типами горных пород. Об этом уже говорилось выше. На существовании таких переходов уже давно настаивал Иддингс. Вместе с тем рассмотрение частных диаграмм указывает на некоторую расплывчатость границ в некоторых ассоциациях.

Из этих особенностей с очевидностью вытекают те основания, на которых можно строить классификацию естественных ассоциаций изверженных горных пород. Отдельные типы их или, точнее, границы таких типов могут быть выделены, очевидно, только условно подобно тому, как мы такие условные границы проводим между отдельными членами изоморфных рядов в минералах. Совершенно так же, как для определения плагиоклаза мы находим положение точки по координатам на некоторой кривой, представляющей изменение той или другой оптической константы, так и для определения какой-нибудь ассоциации горных пород, петрографической формации или комплекса, мы находим на диаграмме положение полос роя векторов, изображающего химизм этого комплекса в общем поле всех векторов. Поэтому подобно тому, как линии оптических констант плагиоклазов мы разделяем условно, отмечая ряд точек номерами, так для определения типа естественных ассоциаций горных пород мы можем перенумеровать линии, отмечающие ряд положений полос векторов.

Рассмотрение конкретных примеров показывает, что нет смысла производить очень дробное деление типов по положению этих линий, т. е. очень близко одна от другой проводить эти линии. Примеры, которые были выше рассмотрены, показывают, что если принять за крайнее положение, как тип резко выраженный с известково-щелочным характером — тип Пеле, и как другой крайний тип известково-щелочных пород, являющийся уже промежуточным между известково-щелочными и щелочными ассоциациями, такой тип, какой мы имеем в породах Этны, то с достаточной ясностью и определенностью можно между ними выделить еще два типа. Более близкое расположение кривых не оправдывалось бы той точностью в определении признаков типа или, иными словами, точностью определения полос векторов, с какой это можно сделать. Подобно этому путем непосредственного рассмотрения конкретных примеров мы приходим к выделению типов щелочных ассоциаций. На диаграмме фиг. 96 проведен ряд линий, отмечающих положение оси и полос векторов для разных типичных ассоциаций, которые были рассмотрены выше.

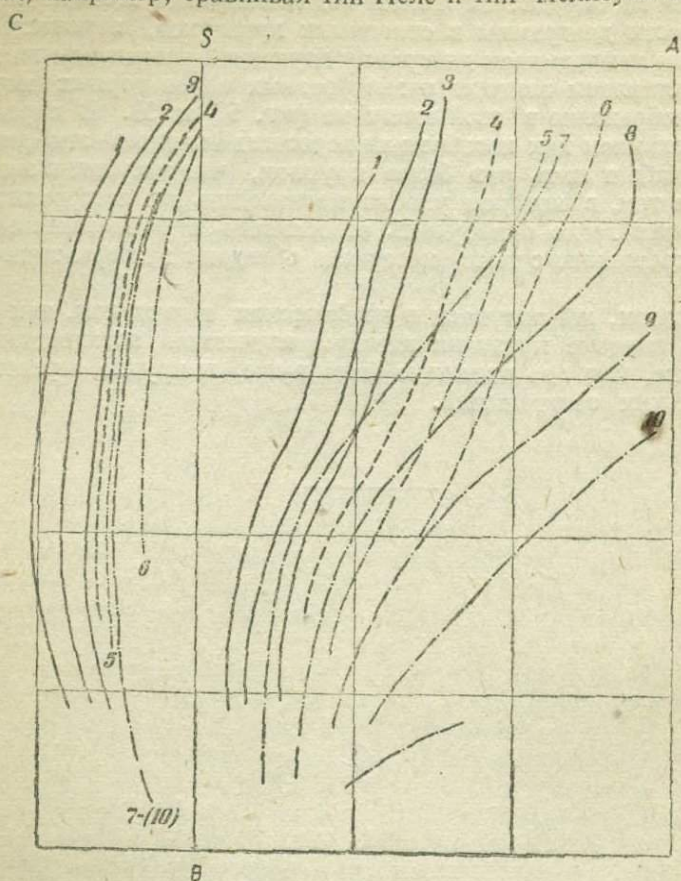
На этой диаграмме видно, что типы ассоциаций можно разделить на группы. Первые три слева отвечают наиболее характерным известково-щелочным ассоциациям, начиная от пород Мартиники и кончая породами Йеллоустонского парка. Далее идет некоторая средняя линия № 4, отвечающая породам Этны. Она ограничивает собой справа все ассоциации, которые можно считать известково-щелочными; вправо от нее идут типичные щелочные породы.

Среди щелочных пород мы видим два рода кривых. Одни, обозначенные №№ 5 и 6, идуг примерно параллельно кривой Этны. Сюда относится, например, тип Марос-Хайвуд; другие отличаются от них более значительным наклоном к оси *SB*; они обозначены №№ 7—10. В эту серию попадают такие ассоциации, как лавы Гавайских островов, далее породы острова Таити, затем некоторых островов Атлантического океана и т. д.

Особый тип, не представленный на диаграмме, отличается той особенностью, что кривые в верхней части резко заворачивают влево на проекции *ASB*. Это графически изображает особенную черту химизма ассоциаций щелочных пород, которую называют иногда пантеллеритовой тенденцией. Точки на проекции *CSB* переходят вправо от оси *SB* в связи с появлением в составе пород эгирина. Такие ассоциации, кроме Пантеллерии, кроме Африканского грабена, Северной Абиссинии и Аравии, мы

видели на диаграмме фиг. 95. На диаграмме фиг. 96 эта особенность выражается только в виде намека в завороте кривой № 8.

Указанные особенности различий петрографических ассоциаций выражаются в положении роев векторов, но, кроме того, как сказано, есть ряд особенностей, которые изображаются другими признаками роя векторов. Так, например, сравнивая тип Пеле и тип Иеллоустонского парка,



Фиг. 96. Сводная диаграмма типов естественных ассоциаций вулканических горных пород.

мы заметим, что разница заключается не только в смещении положения полосы векторов, но и в том, что на проекции CSB векторы пород Иеллоустонского парка наклонены менее круто, т. е. породы относительно более богаты калием. Мы видели, как резко различаются калиевые и натриевые типы ассоциаций среди щелочных пород.

Эти признаки второго порядка выражаются в направлении и длине векторов, и, как уже было сказано, их можно характеризовать, сравнивая с теми направлениями и длинами, которые выводятся как наиболее типичные путем статистического рассмотрения всей совокупности химических анализов изверженных горных пород, выраженных с помощью векторов, как это было сделано раньше на стр. 161.

Из изложенного вытекает практический прием определения химического типа ассоциаций изверженных (точнее вулканических) горных пород. При изучении химизма рассматриваемой ассоциации мы строим диаграмму в виде векторов. Для определения типа с точки зрения расположения векторов, мы накладываем эту диаграмму на сводную диаграмму типов, изображенную на фиг. 96, которая, конечно, должна быть сделана в том же масштабе, как и диаграмма исследуемой ассоциации. Практиче-

и.л.м.л.

ски последнюю удобно изображать в масштабе в ~~четыре~~ ^{пять} раз более крупном, чем рисунки в нашей книге (т. е. принимая единицу основной числовой характеристики равной 1 см). В этом случае для пользования диаграммой фиг. 96 ее следует увеличивать в 5 раз, что вполне допустимо с точки зрения точности построения этой диаграммы. По совмещении этих двух диаграмм мы определяем положение исследуемой ассоциации и отмечаем особенности диаграммы в отношении признаков, перечисленных на стр. 254. Затем накладываем диаграмму изучаемой ассоциации на диаграммы, где представлены векторы разнообразных типов горных пород. Эти диаграммы изображены в этой книге на фиг. 57 и 58. В справочнике, специально изданном как пособие для пересчета анализов¹ эти диаграммы даны в масштабе в пять раз более крупном, чем рисунки в этой книге, т. е. именно в том, в котором удобно производить все построения. После этого наложения легко обнаружить особенности в направлении и длине векторов по сравнению с теми, которыми обладают векторы типичных пород.

Таким образом, мы получаем в графическом выражении, так сказать, и родовые и видовые признаки химизма изучаемой ассоциации горных пород, которые, как это изложено было выше, не трудно перевести и на язык химических соотношений.



¹ А. Н. Заварицкий. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. АН СССР, 1941.

Глава XVI. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И ДИАГРАММЫ ЕСТЕСТВЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

До сих пор мы рассматривали фактические данные относительно составов изверженных горных пород и их естественных ассоциаций. Нашей целью было прежде всего представить эти составы таким образом, чтобы можно было охватить их совокупность, подметить особенности этой совокупности и выяснить закономерности, которые в ней могут быть замечены. Такие особенности и такие закономерности действительно были обнаружены. Две важнейшие из них геометрически выражаются, во-первых, в том, что закономерно изменяются направления и длины векторов, изображающих химические составы горных пород в зависимости от положения этих векторов на диаграмме, и, во-вторых, в том, что при разделении всего множества составов изверженных горных пород на подмножества, отвечающие естественным ассоциациям, эти подмножества выражаются на диаграмме в виде роев векторов, вытянутых в определенном направлении, причем в расположении этих полос существует определенная правильность.

Обе эти особенности выражают то явление, которое обозначается широким понятием дифференциации магмы, из которой возникают изверженные горные породы. Процесс этой дифференциации — сложный естественный процесс. В настоящей главе мы сделаем сопоставление результатов этого процесса с теми простейшими физико-химическими явлениями, которые в настоящее время изучены экспериментально, причем хорошо известны причины и условия, в которых они происходят. Эти простейшие физико-химические явления можно сравнивать с процессами образования изверженных горных пород, несмотря на все различия в сложности тех и других явлений и в условиях, в каких они протекают.

Процесс образования изверженной горной породы заключается по существу в превращении однородного силикатного расплава в агрегат кристаллических минералов. Те простейшие физико-химические явления, которые можно сопоставлять с этим сложным природным процессом, представляют явления кристаллизации силикатных расплавов, которые состоят из тех же компонентов, как и изверженные породы, но в значительно меньшем числе.

Мы ограничимся рассмотрением главнейших изученных в настоящее время систем силикатов. Это будут тройные системы:

1. Альбит — анортит — диопсид.
2. Анортит — форстерит — кремнезем.
3. Диопсид — форстерит — кремнезем.
4. Кремнезем — калиофилит — нефелин (карнегит).
5. Кремнезем — анортит — лейцит.
6. Кремнезем — диопсид — лейцит.
7. Кремнезем — фаялит — нефелин.
8. Кремнезем — известь — магнезия.
9. Кремнезем — магнезия — закись железа.
10. Кремнезем — известь — закись железа.
11. Кремнезем — силикат натрия — окись железа.

Термические диаграммы равновесия этих тройных систем представлены на фиг. 97, где буквами и цифрами обозначены важнейшие сингулярные точки диаграмм и некоторые характерные точки линий равновесия трех фаз.

Для того чтобы сделать сопоставление тех закономерностей, которые имеют место в процессах, происходящих при кристаллизации этих простейших систем, с одной стороны, и тех закономерностей, которые выражаются в разнообразиях химического состава изверженных горных пород, возникших путем кристаллизации силикатных магматических расплавов, — с другой, мы должны пойти по такому совершенно очевидному пути. Надо в тех же самых координатах, в которых мы выражали разнообразие химических составов горных пород, изобразить также и особенности диаграмм простейших силикатных систем, подлежащих сейчас нашему рассмотрению. Для этого надо вычислить числовые характеристики особых точек, обозначенных на этих диаграммах буквами и цифрами, и по этим вычисленным числовым характеристикам построить новые диаграммы, изображающие свойства рассматриваемых простых систем в тех же параметрах, в каких мы рассматривали до сих пор особенности химизма горных пород. Эти отдельные вновь полученные диаграммы можно сопоставлять между собой, комбинировать и сопоставлять с диаграммами химизма изверженных горных пород.

В следующих таблицах даны эти числовые характеристики для особых точек и указаны соответствующие температуры вместе с краткой характеристикой особенностей новых диаграмм, которые мы можем построить, пользуясь найденными числовыми характеристиками. Эти диаграммы изображены на фиг. 98—107.

Необходимо заметить, что на исходных диаграммах фиг. 97 количественные отношения компонентов представлены не в весовых процентах, а за единицу измерений приняты такие количества компонентов, которые содержат одинаковые числа катионов. Этот способ был применен Ниггли. Для нас он представляет несомненные удобства потому, что в наших числовых характеристиках мы также берем не весовые отношения, а отношения чисел атомов элементов.

1. Альбит — анортит — диопсид. Эта исключительно важная для петрографии система, очевидно, обладает такими свойствами. Так как она не содержит калия, то коэффициент n остается постоянным — равным 100. В дополнительной числовой характеристике, характеризующей фемические составные части породы, отношение параметров $f' : m' : c' = 0 : 50 : 50$. Основные числовые характеристики для точек составов, обозначенных на фиг. 98 буквами, таковы:

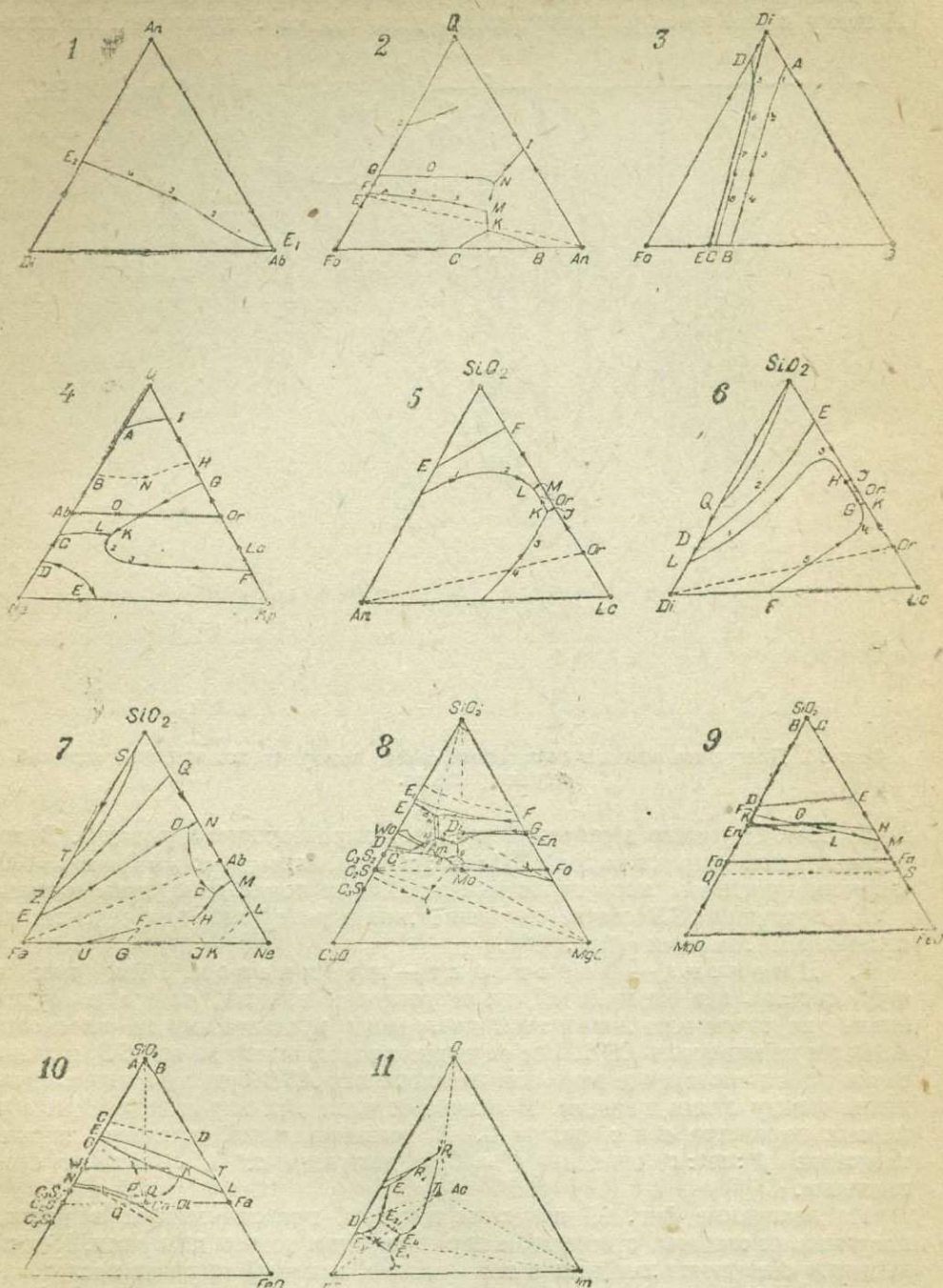
Таблица 22

Числовые характеристики особых точек системы $Ab - An - Di$

| Точки | a | c | b | s | Температура °C |
|-------|------|------|------|------|-------------------|
| An | 0 | 33.3 | 0 | 66.7 | 1554 |
| Ab | 25 | 0 | 0 | 75 | 1100 |
| Di | 0 | 0 | 50 | 50 | 1391 |
| E_1 | 24 | 0 | 2 | 74 | 1085 |
| E_2 | 0 | 10.1 | 34.9 | 55.0 | 1270 |
| 1 | 21.5 | 1.0 | 6.5 | 71.0 | 1155 |
| 2 | 18.4 | 2.3 | 9.6 | 69.7 | 1180 |
| 3 | 11.6 | 5.6 | 18.4 | 64.4 | 1226 |
| 4 | 4.7 | 8.8 | 27.5 | 59.0 | 1259 |

На диаграмме фиг. 98 сплошными линиями показаны проекции на плоскости ASB и CSB котектической кривой этой системы. Она

соединяет эвтектические точки анортит — диопсид и, альбит — диопсид; эту линию легко узнать на диаграмме по цифрам 1, 2...5, стоящим около нее. Проекция первой эвтектики на плоскости *CSB* лежит на линии, соединяющей точки *An* и *Di*. На плоскости *ASB* проекция этой эвтектики нахо-

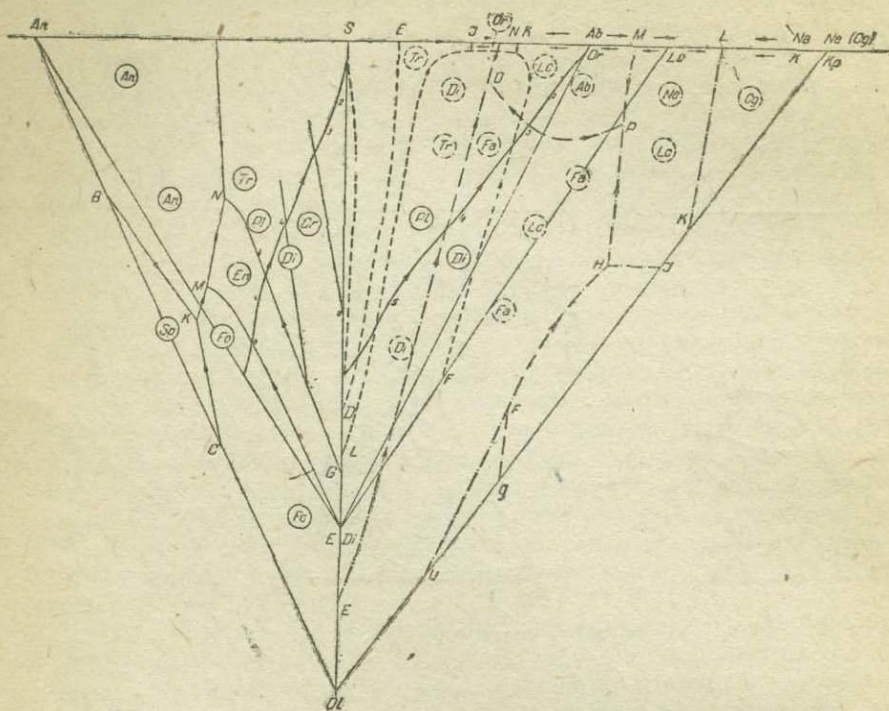


Фиг. 97. Диаграммы кристаллизации важных для петрографии силикатных систем.

дится на оси *B*. Проекция второй эвтектической точки, именно, эвтектики альбит — диопсид на плоскости *CSB* совпадает с вершиной *S*, а на плоскости *ASB* расположена на оси *SA* и находится вблизи точки *Ab*. Век-

торы на диаграмме не показаны; их проекции на плоскости *ASB* наклонены под углом 45° к осям координат, на плоскости *CSB* проекции вертикальны.

2. Анортит—форстерит—кремнезем. В этой также очень важной для петрографии системе отсутствуют в составе щелочи. Поэтому в ней нам приходится иметь дело только с проекцией на плос-



Фиг. 98. Диаграмма важных силикатных систем в координатах основной числовой характеристики.

кость *CSB*. Параметр *a* основной числовой характеристики равен 0. В дополнительной характеристике $f':m':c'$ параметры $f'=c'=0$, $m'=100$. Основные числовые характеристики различных точек диаграммы таковы:

На проекции *CSB* соответствующие линии диаграммы нанесены также сплошными линиями (фиг. 98).

3. Диопсид—форстерит—кремнезем. Так как в этой системе нет ни щелочей, ни анортитовой извести, то мы не будем иметь для точек или линий этой диаграммы проекций ни на плоскость *ASB*, ни на плоскость *CSB*. Все ее точки расположатся на оси *SB*, и лишь величина и направление векторов на плоскости *ASB* будут выражать различия между этими точками. В основных числовых характеристиках оба первых параметра *a* и *c* равны 0. В дополнительной числовой характеристике $f':m':c'$ величина $f'=0$, а величины m' и c' меняют свое значение.

На диаграмме фиг. 99 нанесены векторы, представляющие в наших координатах составы, отвечающие перечисленным точкам диаграмм. Концы векторов соединены линиями в том порядке, который отвечает последовательному изменению составов при процессе кристаллизации.

На фиг. 100 представлено видоизменение этой диаграммы. Оно заключается в том, что вместо вектора взята только его слагающая c' . Так как рассматриваемая система не содержит в своем составе железа, то, очевидно, $m'+c'=100$. Величины *b* и c' однозначно определяют каждую точку диаграммы; принимая эти параметры за координаты и откладывая вели-

Таблица 23

Числовые характеристики особых точек системы
 $Al - Fo - SiO_2$

| Точки | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>b</i> | <i>s</i> | Температура °C |
|-----------|----------|----------|----------|----------|-------------------|
| <i>Q</i> | 0 | 0 | 0 | 100 | 1713 |
| <i>Fo</i> | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 1890 |
| <i>Al</i> | 0 | 33.3 | 0 | 66.7 | 1550 |
| <i>E</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 1590 |
| <i>B</i> | 0 | 25.3 | 16.2 | 58.5 | 1444 |
| <i>C</i> | 0 | 12.4 | 42 | 45.6 | 1466 |
| <i>F</i> | 0 | 0 | 49 | 51 | 1557 |
| <i>G</i> | 0 | 0 | 44 | 56 | 1543 |
| <i>J</i> | 0 | 13.8 | 0 | 86.2 | 1353 |
| <i>K</i> | 0 | 15.1 | 29.0 | 55.9 | 1323 |
| <i>M</i> | 0 | 14.0 | 25.4 | 60.6 | 1260 |
| <i>N</i> | 0 | 12.5 | 16.2 | 71.3 | 1222 |
| <i>O</i> | 0 | 3.4 | 36.0 | 60.6 | 1470 |
| <i>W</i> | 0 | 13.1 | 21.8 | 65.1 | 1280 |
| <i>Y</i> | 0 | 4.4 | 43.5 | 52.5 | 1500 |
| <i>Z</i> | 0 | 5.0 | 39.5 | 55.5 | 1460 |
| 1 | 0 | 9.2 | 22.0 | 68.8 | 1325 |
| 2 | 0 | 0 | 28.3 | 71.7 | 1709 |
| 3 | 0 | 4.0 | 41.5 | 54.5 | 1475 |
| 4 | 0 | 6.4 | 36.5 | 57.1 | 1430 |
| 5 | 0 | 9.0 | 32.2 | 58.8 | 1370 |

Таблица 24

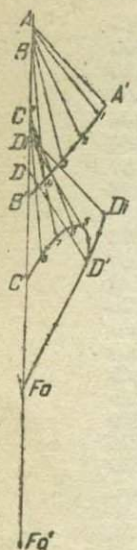
Числовые характеристики особых точек системы
 $Di - Fo - SiO_2$

| Точки | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>b</i> | <i>s</i> | <i>f'</i> | <i>m'</i> | <i>c'</i> | Температура °C |
|-----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-------------------|
| <i>Di</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 0 | 50 | 50 | 1391 |
| <i>Fo</i> | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 0 | 100 | 0 | 1890 |
| <i>Q</i> | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 1713 |
| <i>E</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 0 | 100 | 0 | 1590 |
| <i>B</i> | 0 | 0 | 44 | 56 | 0 | 100 | 0 | 1543 |
| 4 | 0 | 0 | 44.1 | 55.9 | 0 | 89 | 11 | 1510 |
| 3 | 0 | 0 | 43.8 | 56.2 | 0 | 78 | 22 | 1460 |
| 2 | 0 | 0 | 43.7 | 56.3 | 0 | 66 | 34 | 1390 |
| 1 | 0 | 0 | 43.2 | 56.8 | 0 | 54 | 46 | 1370 |
| <i>A</i> | 0 | 0 | 43 | 57 | 0 | 50 | 50 | 1362 |
| <i>C</i> | 0 | 0 | 49.4 | 50.6 | 0 | 100 | 0 | 1557 |
| 8 | 0 | 0 | 48.7 | 51.3 | 0 | 90 | 10 | 1520 |
| 7 | 0 | 0 | 48.6 | 51.4 | 0 | 81 | 19 | 1475 |
| 6 | 0 | 0 | 49.0 | 51.0 | 0 | 70 | 30 | 1415 |
| 5 | 0 | 0 | 50.2 | 49.8 | 0 | 61 | 39 | 1389 |
| <i>D</i> | 0 | 0 | 52.3 | 47.7 | 0 | 59 | 41 | 1387 |
| <i>X</i> | 0 | 0 | 38 | 62 | 0 | 74 | 26 | |

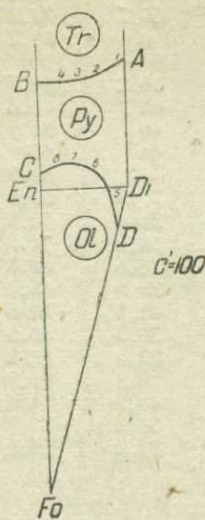
чину *b* по вертикали, а величину *c'* вправо по горизонтали в тех масштабах, как это мы обыкновенно делаем при построении наших диаграмм, мы и получим диаграмму фиг. 100.

4. Кремнезем — калиофилит — нефелин (карнегит). Эта чрезвычайно важная диаграмма не получает достаточно наглядного выражения непосредственно в наших координатах. Так как в этой системе отсутствуют как фемические составные части, так и полевошатовая известь, то все точки диаграммы располагаются на оси *A*, длины векторов равны 0 (точечные векторы), но эти точечные векторы будут обладать различными направлениями. Для изображения соотношений между точками диаграмм, мы применим подобно предыдущему случаю вспомогательное построение,

исходя из таких соображений. Каждая точка диаграммы однозначно определяется двумя параметрами: a и n . Если мы отложим a , как обычно, по оси SA и, приняв эти величины за абсциссы, отложим в вертикальном направлении, как ординаты, величины n в масштабе, как мы обычно отлагаем дополнительные числовые характеристики, т. е. в десять раз меньшем, чем тот, в котором мы откладываем параметр основной числовой характеристики, то мы получим точки нашей вспомогательной диаграммы. Эти точки можно соединять линиями, как это показано на фиг. 101.



Фиг. 99. Векторы системы диопсид—форстерит—кремнезем.



Фиг. 100. Видоизменение диаграммы диопсид—форстерит—кремнезем.

Числовые характеристики точек рассматриваемой системы даны в таблице 25.

5. Кремнезем — анортит — лейцит. В этой системе отсутствуют составные фемические части, отсутствует также натрий. Поэтому все параметры в дополнительных числовых характеристиках равны нулю. Для представления соотношений точек этой диаграммы удобно воспользоваться построением на плоскости ASC , которым мы обыкновенно не пользуемся в наших построениях, но в данном случае необходимость воспользоваться этой плоскостью очевидна.

Параметры числовых характеристик рассматриваемой системы даны в табл. 26.

Таблица 25

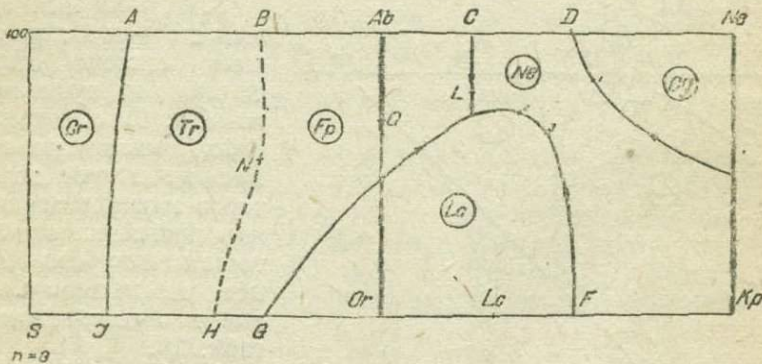
Числовые характеристики особых точек системы $SiO_2 - Kp - Ne$

| Точки | a | c | b | s | n | Температура °C |
|---------|------|-----|-----|------|------|-------------------|
| SiO_2 | 0 | 0 | 0 | 100 | — | 1713 |
| Ne | 50 | 0 | 0 | 50 | 100 | 1526 |
| Kp | 50 | 0 | 0 | 50 | 0 | — |
| Ab | 25 | 0 | 0 | 75 | 100 | 1100 |
| Lc | 33.3 | 0 | 0 | 66.7 | 0 | 1626 |
| Or | 25 | 0 | 0 | 75 | 0 | 1530 |
| A | 7 | 0 | 0 | 93 | 100 | 1470 |
| B | 16.7 | 0 | 0 | 83.3 | 100 | 1115 |
| C | 31 | 0 | 0 | 69 | 100 | 1070 |
| D | 38.6 | 0 | 0 | 61.4 | 100 | 1281 |
| E | 50 | 0 | 0 | 50 | 50 | 1404 |
| F | 39 | 0 | 0 | 61 | 0 | ок. 1640 |
| G | 17 | 0 | 0 | 83 | 0 | 1170 |
| H | 13 | 0 | 0 | 87 | 0 | ок. 1030 |
| J | 5.5 | 0 | 0 | 94.5 | 0 | 1470 |
| K | 31.1 | 0 | 0 | 68.9 | 71.7 | 1042 |
| L | 31 | 0 | 0 | 69 | 75.3 | 1038 |
| N | 16.5 | 0 | 0 | 83.5 | 53.9 | ок. 1000 |
| O | 25 | 0 | 0 | 75 | 70 | 1076 |
| 1 | 41 | 0 | 0 | 59 | 83 | — |
| 2 | 35 | 0 | 0 | 65 | 72 | — |
| 3 | 37 | 0 | 0 | 63 | 66 | — |

Числовые характеристики особых точек системы
 $\text{SiO}_2 - \text{An} - \text{Lc}$

| Точки | a | c | b | s | Температура °C |
|----------------|------|------|-----|------|-------------------|
| SiO_2 | 0 | 0 | 0 | 100 | 1713 |
| An | 0 | 33.3 | 0 | 66.7 | 1550 |
| Lc | 33.3 | 0 | 0 | 66.7 | 1686 |
| Or | 25 | 0 | 0 | 75 | 1530 |
| E | 0 | 8.2 | 0 | 91.8 | 1470 |
| F | 2.5 | 0 | 0 | 97.5 | 1470 |
| G | 0 | 12.5 | 0 | 87.5 | ок.1370 |
| J | 16.4 | 0 | 0 | 83.6 | 1170 |
| K | 16.3 | 0.7 | 0 | 83.0 | |
| L | 12.5 | 0.5 | 0 | 87.0 | |
| M | 12.8 | 0 | 0 | 87.2 | 1030 |
| m | 18.0 | 15.5 | 0 | 66.5 | ок.1420 |
| 1 | 3.6 | 7.6 | 0 | 88.8 | |
| 2 | 7.3 | 3.7 | 0 | 89.0 | |
| 3 | 17.8 | 4.0 | 0 | 78.2 | |
| 4 | 15.1 | 7.8 | 0 | 77.1 | |

На диаграмме фиг. 102 представлена рассматриваемая система в проекции на плоскость ASC . Она не требует дальнейших разъяснений.



Фиг. 101. Диаграмма кремнезем—калиофилиг—нефелин в параметрах числовой характеристики.

6. Кремнезем—диопсид—лейцит. Числовые характеристики в этой системе отличаются такими особенностями. Параметр $n = 0$. Параметр дополнительной числовой характеристики, $f' : m' : c' = 0 : 50 : 50$. Основные числовые характеристики для точек составов, обозначенных на фиг. 97 буквами, даны в табл. 27.

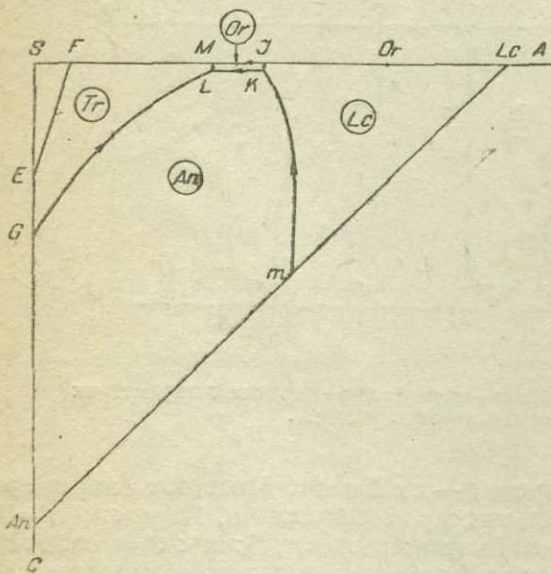
Так как параметр $c = 0$, то диаграмма расположится на плоскости ASB . Все векторы будут одинаковы по длине и направлению, отвечая составу диопсида. Линии диаграмм изображены на фиг. 98 прерывистыми черточками.

7. Кремнезем—фаялит—нефелин. В этой системе отличительные особенности числовых характеристик заключаются в том, что параметр c основной числовой характеристики равен 0, $n = 100$ и $c' = 100$, поэтому векторы нашей диаграммы обращаются в точки. В табл. 28 даны числовые характеристики характерных точек (фиг. 97—7) рассматриваемой системы.

Числовые характеристики особых точек системы
 $\text{SiO}_2 - \text{Di} - \text{Lc}$

| Точки | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>b</i> | <i>s</i> | Температура °C |
|----------------|----------|----------|----------|----------|-------------------|
| SiO_2 | 0 | 0 | 0 | 100 | 1713 |
| <i>Di</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 1391 |
| <i>Lc</i> | 33.3 | 0 | 0 | 66.7 | 1686 |
| <i>D</i> | 0 | 0 | 38 | 62 | 1470 |
| <i>E</i> | 5.4 | 0 | 0 | 94.6 | 1470 |
| <i>F</i> | 10.4 | 0 | 34.3 | 55.3 | 1300 |
| <i>G</i> | 17.0 | 0 | 0.9 | 82.1 | |
| <i>H</i> | 13.3 | 0 | 0.9 | 85.8 | |
| <i>J</i> | 13.5 | 0 | 0 | 86.5 | 1030 |
| <i>K</i> | 17.2 | 0 | 0 | 82.8 | 1170 |
| <i>L</i> | 0 | 0 | 42.7 | 57.3 | 1362 |
| <i>Or</i> | 25 | 0 | 0 | 75 | 1530 |
| <i>Q</i> | 0 | 0 | 34.3 | 65.7 | |
| <i>R</i> | 0 | 0 | 0.3 | 99.7 | |
| 1 | 3.2 | 0 | 31.5 | 65.3 | |
| 2 | 4.0 | 0 | 18.8 | 77.2 | |
| 3 | 9.1 | 0 | 2.7 | 88.2 | |
| 4 | 19.0 | 0 | 3.2 | 77.8 | |

На фиг. 98 (см. выше) линии диаграммы рассматриваемой системы изображены чередующимися черточками и точками.



Фиг. 102. Кремнезем—анортит—лейцит в проекции на плоскость ASC.

8. Кремнезем—известь—магнезия. В этой системе отсутствуют щелочи и полевошпатовая известь. В основной числовой характеристике $a = c = 0$. Все начальные точки векторов нашей диаграммы располагаются на оси SB. Векторы меняют свое направление и величину. Числовые характеристики даны в табл. 29.

На фиг. 103 изображены векторы, представляющие характерные точки этой системы. Векторы меняют свое направление и длину, причем начальные точки их все время остаются на оси SB. Конечные точки векторов соединены линиями, соответствующими трехфазным линиям диаграммы

фиг. 97—8; стрелки на этих линиях указывают на падение температуры. Совокупность этих линий дает представление об изменении составов при кристаллизации рассматриваемой системы. Для большей наглядности диаграмму можно преобразовать, сделав все векторы горизонтальными. Это возможно, так как система не содержит железа и отношение извести к магнезии однозначно выражается длиной вектора (представляющего у нас содержание извести, иначе — величину c'). Такое видоизменение диаграммы представлено на фиг. 104.

Числовые характеристики особых точек системы
 $\text{SiO}_2 - \text{Fe} - \text{Ne}$

| Точки | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>b</i> | <i>s</i> | Температура °C |
|----------------|----------|----------|----------|----------|-------------------|
| SiO_2 | 0 | 0 | 0 | 100 | 1713 |
| <i>Fa</i> | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 1205 |
| <i>Ne</i> | 50 | 0 | 0 | 50 | 1526 |
| <i>D</i> | 0 | 0 | 53.4 | 46.6 | 1470 |
| <i>E</i> | 0 | 0 | 58 | 42 | 1178 |
| <i>F</i> | 17.2 | 0 | 37.9 | 44.9 | ок.1110 |
| <i>G</i> | 16.2 | 0 | 45.0 | 38.8 | |
| <i>H</i> | 27.2 | 0 | 22.8 | 50.0 | 1080 |
| <i>J</i> | 32.7 | 0 | 23.0 | 44.3 | ок.1220 |
| <i>K</i> | 35.2 | 0 | 19.8 | 45.0 | ок.1260 |
| <i>L</i> | 39 | 0 | 0 | 61 | 1281 |
| <i>M</i> | 30.2 | 0 | 0 | 69.8 | 1070 |
| <i>N</i> | 16.2 | 0 | 0 | 83.8 | 1060 |
| <i>O</i> | 15.3 | 0 | 3.7 | 81.0 | 980 |
| <i>P</i> | 28.6 | 0 | 8.5 | 62.9 | 990 |
| <i>Q</i> | 7.1 | 0 | 0 | 92.9 | 1470 |
| <i>Ab</i> | 25 | 0 | 0 | 75 | 1100 |
| <i>S</i> | 0 | 0 | 2.7 | 97.3 | 1689 |
| <i>T</i> | 0 | 0 | 38.3 | 61.7 | 1689 |
| <i>U</i> | 9.1 | 0 | 54.5 | 36.4 | ок.1140 |
| <i>I</i> | 21.1 | 0 | 9.9 | 69.0 | |

9. Кремнезем—магнезия—закись железа. Эта сравнительно простая система не может быть наглядно выражена непосредственно на нашей диаграмме, так как векторы, изображающие все точки ее составов, совпадают с осью *SB*, различаясь между собой только длиной. Числовые характеристики главнейших точек этой системы даны в табл. 30.

На диаграмме фиг. 105 начальные точки векторов, которые все совпадают с осью *SC*, помечены буквами без индексов, а конечные точки теми же буквами с индексами. Для того чтобы придать диаграмме наглядность, сделано такое вспомогательное построение. Векторы повернуты на 90° по часовой стрелке; они становятся тогда все перпендикулярными к оси *SC*, и мы получаем наглядную вспомогательную диаграмму, изображенную слева от оси *SC*.

10. Кремнезем—известь—закись железа. В этой системе начальные точки векторов располагаются на оси *SB*. Векторы все горизонтальны. Числовые характеристики главнейших точек даны в табл. 31.

На диаграмме фиг. 106 концы векторов соединены линиями, отвечающими линиям диаграммы фиг. 97. Благодаря горизонтальному расположению векторов полученная диаграмма хорошо выражает соотношения в рассматриваемой системе, и нет надобности в каких-нибудь вспомогательных построениях.

11. Кремнезем—силикат натрия—окись железа. В этой системе вместо числовой характеристики *acbs* мы имеем $\overline{a'cbs}$. Естественно, эта система изображается в проекции на плоскость \overline{CSB} . Числовые характеристики для особых точек этой системы даны в табл. 32.

Изображение этой системы на плоскости *CBS* в наших координатах дано на фиг. 107 и не требует дальнейших пояснений.

Выводы из рассмотрения экспериментальных систем. Из всех диаграмм, которые мы перестроили указанным образом, выразив составы в наших координатах (*acbs*), (*f'm'c'*) и *n*, наибольший интерес представляют те, которые совпадают с плоскостями проекций *ASB* и *CSB*, и, кроме того, котектическая линия системы диопсид—плагноклаз. Рассмат-

Числовые характеристики особых точек системы $\text{SiO}_2 - \text{CaO} - \text{MgO}$

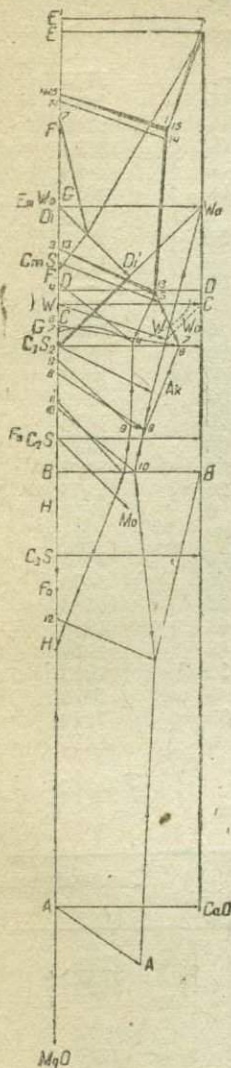
| Точки | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>b</i> | <i>s</i> | <i>f'</i> | <i>m'</i> | <i>c'</i> | Температура °C |
|--|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-------------------|
| SiO_2 | 0 | 0 | 0 | 100 | 0 | — | — | 1728 |
| <i>Wo</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 0 | 0 | 100 | 1544 |
| C_2S_2 | 0 | 0 | 60 | 40 | 0 | 0 | 100 | ок.1740 |
| C_2S | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 0 | 0 | 100 | 2113 |
| C_3S | 0 | 0 | 75 | 25 | 0 | 0 | 100 | ок.2190 |
| CaO | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 100 | ок.2570 |
| <i>Per</i> | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 100 | 0 | 2800 |
| <i>Fo</i> | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 0 | 100 | 0 | 1910 |
| <i>En</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 0 | 100 | 0 | 1590 |
| <i>Di</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 0 | 50 | 50 | 1393 |
| <i>Mo</i> | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 0 | 50 | 50 | 1620 |
| <i>Am</i> | 0 | 0 | 60 | 40 | 0 | 33.3 | 66.7 | 1461 |
| $5\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 6\text{SiO}_2$ | 0 | 0 | 54 | 46 | 0 | 29 | 71 | 1380 |
| <i>A</i> | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 41 | 59 | 2300 |
| <i>B</i> | 0 | 0 | 69 | 31 | 0 | 0 | 100 | 2065 |
| <i>C</i> | 0 | 0 | 57 | 43 | 0 | 0 | 100 | 1476 |
| <i>D</i> | 0 | 0 | 56 | 44 | 0 | 0 | 100 | 1457 |
| <i>E</i> | 0 | 0 | 37.5 | 62.5 | 0 | 0 | 100 | 1438 |
| <i>E'</i> | 0 | 0 | 36.5 | 63.5 | 0 | 0 | 100 | 1470 |
| <i>F</i> | 0 | 0 | 44.5 | 55.5 | 0 | 100 | 0 | 1547 |
| <i>G</i> | 0 | 0 | 51 | 49 | 0 | 100 | 0 | 1562 |
| <i>H</i> | 0 | 0 | 71.5 | 28.5 | 0 | 100 | 0 | 1870 |
| 1 | 0 | 0 | 42 | 58 | 0 | 26 | 74 | 1321 |
| 3 | 0 | 0 | 53 | 47 | 0 | 33 | 67 | 1352 |
| 4 | 0 | 0 | 55.5 | 44.5 | 0 | 47.5 | 52.5 | 1359 |
| 6 | 0 | 0 | 58.5 | 41.5 | 0 | 15.5 | 84.5 | 1379 |
| 7 | 0 | 0 | 58.5 | 41.5 | 0 | 14.5 | 85.5 | 1389 |
| 8 | 0 | 0 | 62 | 38 | 0 | 39.5 | 60.5 | 1438 |
| 9 | 0 | 0 | 61 | 39 | 0 | 48 | 52 | 1438 |
| 10 | 0 | 0 | 64.5 | 35.5 | 0 | 45.5 | 54.5 | 1501 |
| 11 | 0 | 0 | 64 | 36 | 0 | 53 | 47 | 1505 |
| 12 | 0 | 0 | 79.5 | 20.5 | 0 | 31.5 | 68.5 | 1980 |
| 13 | 0 | 0 | 53 | 47 | 0 | 32 | 68 | 1367 |
| 14 | 0 | 0 | 42.5 | 57.5 | 0 | 26 | 74 | 1341 |
| 15 | 0 | 0 | 42 | 58 | 0 | 23.5 | 76.5 | 1336 |
| 16 | 0 | 0 | 42 | 58 | 0 | 25 | 75 | 1331 |
| 17 | 0 | 0 | 44 | 56 | 0 | 79.5 | 20.5 | 1470 |
| | 0 | 0 | 57 | 43 | 0 | 24.5 | 75.5 | ок.1415 |

Таблица 30

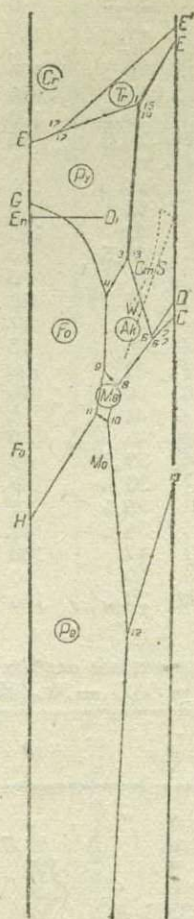
Числовые характеристики особых точек системы $\text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{FeO}$

| Точки | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>b</i> | <i>s</i> | <i>f'</i> | <i>m'</i> | <i>c'</i> | Температура °C |
|----------------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-------------------|
| SiO_2 | 0 | 0 | 0 | 100 | — | — | — | 1713 |
| <i>En</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 0 | 100 | 0 | 1590 |
| <i>Fo</i> | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 0 | 100 | 0 | 1890 |
| <i>Per</i> | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 100 | 0 | 2800 |
| <i>Wü</i> | 0 | 0 | 100 | 0 | 100 | 0 | 0 | 1370 |
| <i>Fa</i> | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 100 | 0 | 0 | 1205 |
| <i>B</i> | 0 | 0 | 1 | 99 | 0 | 100 | 0 | 1695 |
| <i>C</i> | 0 | 0 | 2.5 | 97.5 | 100 | 0 | 0 | 1689 |
| <i>D</i> | 0 | 0 | 40 | 60 | 0 | 100 | 0 | 1695 |
| <i>E</i> | 0 | 0 | 38 | 62 | 100 | 0 | 0 | 1689 |
| <i>F</i> | 0 | 0 | 44.5 | 55.5 | 0 | 100 | 0 | 1743 |
| <i>G</i> | 0 | 0 | 48 | 52 | 33.3 | 66.7 | 0 | 1470 |
| <i>H</i> | 0 | 0 | 53 | 47 | 100 | 0 | 0 | 1470 |
| <i>K</i> | 0 | 0 | 49 | 51 | 0 | 100 | 0 | 1557 |
| <i>L</i> | 0 | 0 | 54 | 46 | 74 | 26 | 0 | 1305 |
| <i>M</i> | 0 | 0 | 58 | 42 | 100 | 0 | 0 | 1178 |
| <i>Q</i> | 0 | 0 | 72.5 | 27.5 | 0 | 100 | 0 | 1850 |
| <i>S</i> | 0 | 0 | 72.5 | 27.5 | 100 | 0 | 0 | 1177 |

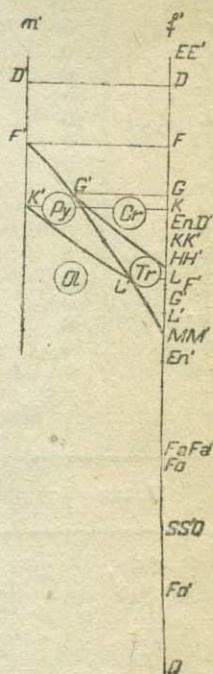
ривая диаграмму фиг. 98, мы видим на ней систему линий, которые в общем напоминают линии диаграммы фиг. 96. На последней это были вариационные линии, представляющие типичное направление изменения химического состава горных пород, образующих естественные ассоциации в



Фиг. 103. Векторы системы кремнезем — железо — магnezия.



Фиг. 104. Видоизменение предыдущей диаграммы.



Фиг. 105. Кремнезем — магnezия — железо.

в природе. На диаграмме фиг. 98 линии представляют направления, в которых изменяется состав жидкости, остающейся и изменяющей свой состав по мере выделения кристаллов из различных силикатных расплавов в лаборатории. Нельзя не заметить сходства в направлении тех и других линий, и поэтому можно совершенно объективно говорить о том, что химические составы разнообразных пород в природных ассоциациях изменяются приблизительно в таком же направлении, как меняется состав остаточного расплава кристаллизующейся силикатной жидкости. Мы приходим, таким образом, из рассмотрения химизма горных пород к формулировке давно установленного закона *параллелизма кристаллизации и дифференциации*, выведенного на основании изучения минералогического состава горных пород и последовательности кристаллизации минералов их образующих.

Таблица 31

Числовые характеристики особых точек системы $\text{SiO}_2\text{—CaO—FeO}$

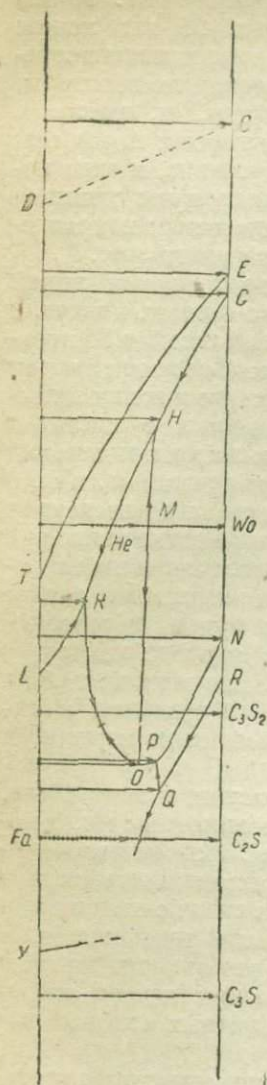
| Точки | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>b</i> | <i>s</i> | <i>j'</i> | <i>m'</i> | <i>c''</i> | Температура °C |
|------------------------------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|------------|-------------------|
| SiO_2 | 0 | 0 | 0 | 100 | — | — | — | 1713 |
| <i>W</i> ₀ | 0 | 0 | 50 | 50 | 0 | 0 | 100 | 1544 |
| C_3S_2 | 0 | 0 | 60 | 40 | 0 | 0 | 100 | 1740 |
| <i>CS</i> | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 0 | 0 | 100 | 2130 |
| C_3S | 0 | 0 | 75 | 25 | 0 | 0 | 100 | 2190 |
| CaO | 0 | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 100 | 2570 |
| <i>Wu</i> | 0 | 0 | 100 | 0 | 100 | 0 | 0 | 1370 |
| <i>He</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 50 | 0 | 50 | 1205 |
| $\text{CaOFe}_2\text{SiO}_2$ | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 100 | 0 | 0 | ок. 1220 |
| <i>He</i> | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 50 | 0 | 50 | — |
| <i>A</i> | 0 | 0 | 0.5 | 99.5 | 0 | 0 | 100 | 1698 |
| <i>B</i> | 0 | 0 | 2.5 | 97.5 | 100 | 0 | 0 | 1689 |
| <i>C</i> | 0 | 0 | 28 | 72 | 0 | 0 | 100 | 1698 |
| <i>D</i> | 0 | 0 | 38 | 62 | 100 | 0 | 0 | 1689 |
| <i>E</i> | 0 | 0 | 36.5 | 63.5 | 0 | 0 | 100 | 1470 |
| <i>G</i> | 0 | 0 | 37.5 | 62.5 | 0 | 0 | 100 | 1436 |
| <i>H</i> | 0 | 0 | 44.3 | 55.7 | 35 | 0 | 65 | 1272 |
| <i>J</i> | 0 | 0 | 59 | 41 | 11 | 0 | 89 | 1420 |
| <i>K</i> | 0 | 0 | 54 | 46 | 75 | 0 | 25 | 1105 |
| <i>L</i> | 0 | 0 | 58 | 42 | 100 | 0 | 0 | 1178 |
| <i>M</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 40 | 0 | 60 | 1285 |
| <i>N</i> | 0 | 0 | 56 | 44 | 0 | 0 | 100 | 1475 |
| <i>R</i> | 0 | 0 | 57 | 43 | 0 | 0 | 100 | 1475 |
| <i>O</i> | 0 | 0 | 62.7 | 37.3 | 47 | 0 | 53 | 1193 |
| <i>P</i> | 0 | 0 | 62.5 | 37.5 | 37 | 0 | 63 | 1220 |
| <i>Q</i> | 0 | 0 | 64.5 | 35.5 | 37 | 0 | 63 | 1227 |
| <i>S</i> | 0 | 0 | 60.5 | 39.5 | 67.5 | 0 | 32 | 1093 |
| <i>T</i> | 0 | 0 | 53 | 47 | 100 | 0 | 0 | 1470 |
| <i>W</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 0 | 0 | 100 | 1544 |
| <i>Y</i> | 0 | 0 | 72.5 | 27.5 | 100 | 0 | 0 | 1177 |

Таблица 32

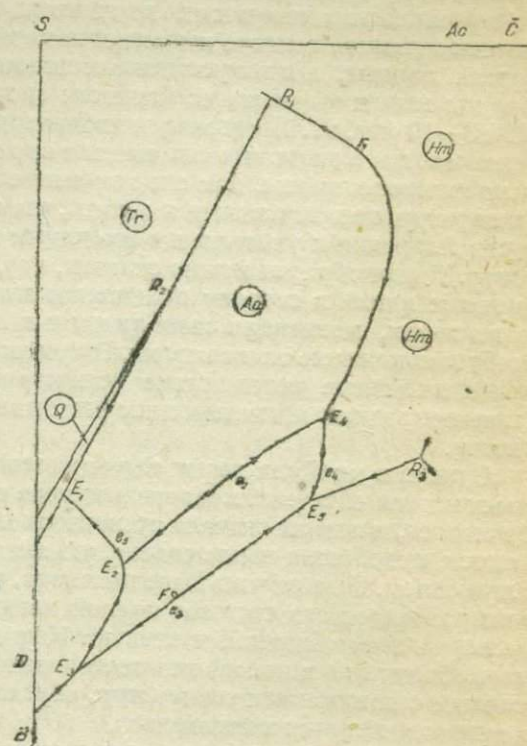
Числовые характеристики особых точек системы
 $\text{SiO}_2\text{—Fe}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{SiO}_3$

| Точки | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>b</i> | <i>s</i> | Температура °C |
|---|----------|----------|----------|----------|-------------------|
| SiO_2 | 0 | 0 | 0 | 100 | 1713 |
| N_3S | 0 | 0 | 66.7 | 33.3 | 1089 |
| <i>Hm</i> | 0 | 0 | 100 | 0 | — |
| <i>Ns</i> | 0 | 0 | 50 | 50 | 874 |
| <i>Ac</i> | 0 | 33.3 | 0 | 66.7 | 1280 |
| $5\text{Na}_2\text{OFe}_2\text{O}_38\text{SiO}_2$ | 0 | 20 | 0 | 80 | 838 |
| <i>E</i> ₁ | 0 | 2.5 | 35.5 | 61.0 | 760 |
| <i>E</i> ₂ | 0 | 7 | 42 | 51 | 800 |
| <i>E</i> ₃ | 0 | 3.6 | 50.6 | 45.8 | 816 |
| <i>E</i> ₄ | 0 | 22.8 | 29.6 | 47.6 | 809 |
| <i>E</i> ₅ | 0 | 22.0 | 36.5 | 41.5 | 815 |
| <i>e</i> ₁ | 0 | 6.0 | 40.2 | 53.8 | 810 |
| <i>e</i> ₂ | 0 | 15.5 | 34.9 | 49.6 | 817 |
| <i>e</i> ₃ | 0 | 10.5 | 45.5 | 44.0 | 837 |
| <i>e</i> ₄ | 0 | 22.6 | 32.9 | 44.5 | 816 |
| <i>e</i> ₅ | 0 | 5.2 | 47.4 | 47.4 | 818 |
| <i>e</i> ₆ | 0 | 0 | 54 | 46 | 846 |
| <i>e</i> ₇ | 0 | 0 | 40.7 | 59.3 | 793 |
| <i>R</i> ₁ | 0 | 18.4 | 4.4 | 77.2 | 955 |
| <i>R</i> ₂ | 0 | 11.0 | 19.2 | 69.8 | 870 |
| <i>R</i> ₃ | 0 | 30.7 | 32.9 | 36.4 | 845 |
| <i>r</i> ₁ | 0 | 25.0 | 8.0 | 67.0 | 990 |
| <i>r</i> ₂ | 0 | 0 | 38.7 | 61.3 | 870 |
| <i>l</i> | 0 | 30 | 6 | 64 | — |

Совершенно естественно, что пока мы можем говорить только о более или менее грубом приближении вариационных линий диаграммы фиг. 96 к трехфазным линиям тройных диаграмм, сведенных на фиг. 98. Это зависит прежде всего от того, что изученные экспериментальные системы все-таки очень далеки по своему составу от горных пород, с которыми мы имеем дело в природе. Вариационные линии естественных ассоциаций пород на нашей диаграмме представляются кривыми, проходящими в пространстве и не лежащими в какой-нибудь плоскости. Линии диаграммы фиг. 98 лежат или в плоскостях координат ASB и CSB , или (кривая пироксен—плагиоклазы) в плоскости $py-ab-ap$. Тем не менее мы можем подметить некоторые очень характерные черты сходства той и другой диаграммы.



Фиг. 106. Кремнезем—известь — закись железа.



Фиг. 107. Кремнезем—силикат натрия—окись железа.

Если наложить на диаграмму фиг. 98 рой векторов, представляющих такую типичную ассоциацию вулканических пород, какую представляют лавы Гавайских островов, то, как видно из сравнения фиг. 74 и фиг. 98, мы получим очень близкое совпадение роя векторов гавайских лав с линией котектики диопсид—плагиоклаз. Эта линия пересекает под углом другие линии диаграммы фиг. 98 подобно тому, как на фиг. 96 линия, обозначенная № 7 и представляющая ассоциацию гавайских лав, пересекает пучок линий 1—5.

Мы видели выше проявление в некоторых щелочных ассоциациях так называемой пантеллеритовой тенденции, выражающейся на диаграммах в завороте вариационных кривых в верхнем конце по направлению к вер-

шине S. Сходную черту мы можем заметить и на диаграмме фиг. 98, где видно, что эта особенность связана с положением тройных эвтектических точек.

То геометрическое выражение параллелизма кристаллизации и дифференциации, к которому мы пришли, позволяет пойти дальше в понимании значения кривых фиг. 96. Из сопоставления его с диаграммой фиг. 98 мы видим, что нашим типичным вариационным кривым фиг. 96 мы можем приписывать определенное направление, соответствующее направлению стрелок на диаграмме фиг. 98. Это направление отвечает падению температуры, меняющей свой состав жидкости в процессе кристаллизации, и, вместе с тем, вероятно, понижению температуры кристаллизации горных пород при соответственном изменении их состава. Сделав это заключение, можно подойти к объяснению и основной особенности нашей диаграммы химизма изверженных горных пород вообще, выражающейся в изменении направления и длины векторов в зависимости от их положения на диаграмме.

В самом деле, мы видели, что если двигаться в направлении линий фиг. 96 снизу вверх (и вправо), то векторы становятся, во-первых, короче, а во-вторых, поворачиваются по направлению против часовой стрелки. Направлением и длиной вектора выражается характер фемической составной части горной породы, а в искусственных силикатных сплавах при помощи векторов мы можем выразить особенности систем, представленных в системах №№ 8—10 фиг. 97. Представляя характерные точки этих систем при помощи векторов, мы видели, что они меняют свою длину или направление, и если мы обратим внимание, как это изменение происходит в связи с изменением температур, то легко можем заметить, что поворот вектора против движения часовой стрелки и уменьшение его длины в общем отвечают падению температур. Таким образом можно сказать, что, двигаясь по направлению вариационных линий в сторону понижения температур, мы будем переходить к векторам, меняющим свою длину и направление как раз так, как этого требует понижение температуры. Разумеется, и здесь мы имеем также только приблизительное соответствие вследствие значительного различия в составе природных магматических расплавов и экспериментально изученных систем.

Однако в крайних левых вариационных линиях, близких к типу Пеле, мы замечаем обратный поворот векторов в верхней половине ряда их. Укорачиваясь, векторы сначала становятся вертикальными, а затем поворачиваются, приобретая наклон влево, указывающий на пересыщенность состава глиноземом. Раньше уже было пояснено, что это стоит в связи с изменением минералогического состава: сменой авгита гиперстеном и пиджонитом, а далее роговой обманкой и слюдой. Как видим, и эта особенность находит свое объяснение в явлениях кристаллизации магматических пород и также связана с понижением температур, обусловленным в конечных стадиях накоплением летучих компонентов.

Понятной становится, с точки зрения существования известного соответствия между диаграммами фиг. 96 и фиг. 98, также и выпуклость вариационных кривых на проекции CSB. Эта выпуклость соответствует комбинированию тех линий, которые мы видим на диаграмме фиг. 98.

Таким образом, после рассмотрения особенностей диаграмм, представляющих ход кристаллизации силикатовых систем, нам становятся понятными основные закономерности в распределении и направлении векторов и размерах их на диаграммах. Мы видим в этом отображение установленного эмпирически закона параллелизма кристаллизации и дифференциации.

Как известно, теоретическое обоснование для него находят в гипотезе кристаллизационной дифференциации. Но совершенно независимо от того, какое значение мы будем придавать этому явлению и в какой мере такая гипотеза будет становиться прочно доказанной теорией, выведенный из непосредственного наблюдения параллелизм между кристаллизацией изверженных горных пород и дифференциацией магм останется руководящим

принципом для того, чтобы разбираться в разнообразии изверженных горных пород.

Выше мы рассмотрели примеры, в которых можно было видеть не только разнообразие горных пород, образующих естественную ассоциацию, но и ход дифференциации, приводящей к такому разнообразию, и ту последовательность, в которой образуются горные породы, составляющие данную ассоциацию.

Переходя на диаграмме от одного вектора к другому в том порядке, в каком появились горные породы, химический состав которых изображается этими векторами, мы естественно будем двигаться на диаграмме вдоль по той полосе, которую, как мы видели, обыкновенно образуют векторы, изображающие составы горных пород, принадлежащих к одной естественной ассоциации. Однако движение это может быть направлено в разные стороны: переходя от одного вектора к другому, мы будем подниматься на диаграмме или опускаться.

Выше, характеризуя разные типы естественных ассоциаций вариационными линиями (фиг. 96) и сравнивая эти линии с путями кристаллизации простейших силикатных систем, мы пришли к заключению, что вариационным линиям можно придать определенное направление, именно считать их направленными снизу вверх соответственно падению температур кристаллизации магматических расплавов, из которых образуются горные породы, меняющие свой состав по направлению вариационной линии. Поэтому, располагая различные горные породы данной ассоциации по их возрасту, мы получим порядок их или совпадающим с указанным направлением вариационной линии, или идущим навстречу этому направлению. Таким образом возникает представление еще об одном геометрическом признаке диаграмм, представляющих естественные ассоциации изверженных горных пород, именно о согласном или встречном направлении последовательности пород по возрасту по отношению к направлению вариационной линии. В последовательном появлении различных горных пород выражается магматическая дифференциация как геологический процесс во времени. По отношению к изменению магматического расплава под влиянием изменений физико-химических условий мы можем различить два противоположных направления, геометрическое выражение которых на диаграмме мы только что вывели. Эти два направления полезно обозначить различными терминами. Заимствуя уже употребляющиеся в кристаллооптике греческие слова¹, мы можем говорить о *гомодромном* и *антидромном* порядке горных пород по возрасту. Первый порядок вообще будет отвечать смене более основных пород более кислыми, второй, наоборот, смене более кислых более основными. В первом случае температуры кристаллизации магматических расплавов, соответствующих последовательно появляющимся горным породам, следуют от более высоких к более низким, во втором, наоборот, магмы, кристаллизующиеся при более низких температурах, предшествуют магмам, кристаллизующимся при температуре более высокой.

Как известно, при образовании изверженных пород в глубинных условиях в сложных интрузивных массивах мы встречаемся обыкновенно с гомодромным порядком дифференциации: здесь основные породы предшествуют более кислым. В естественных комплексах вулканических пород последовательная смена лав разного состава представляется более сложной. В предыдущем изложении мы как раз останавливались на примерах вулканических формаций: поэтому здесь уместно высказать несколько возможных предположений относительно порядка извержения лав разного состава.

Самый факт длительно о существовании вулкана, извергавшего лавы различного состава в разное время, является очевидным указанием и на

¹ В кристаллооптике термины «гомодромный» и «антидромный» применяются для обозначения направления движения конца изогрипы по отношению к направлению вращения столика. Когда они движутся в одну сторону, мы говорим о гомодромном движении, когда в разные — об антидромном.

длительное существование магматического очага, питающего этот вулкан, и на процесс дифференциации, происходящей в этом очаге и продолжающейся также длительное время. Согласно существующим представлениям о магматической дифференциации, в течение этого процесса состав магмы меняется таким образом, что остаток ее делается все более и более легкоплавким, способным сохранить жидкое (аморфное) состояние при все более и более низких температурах. Этим определяется смена интрузивных пород во времени, как об этом уже было сказано. Кроме того, действие всех факторов дифференциации направлено, по всей видимости, к тому, что возникает неоднородность магматического бассейна с расположением более кислых и легких частей сверху и более основных и тяжелых внизу. Мы приводили примеры современных вулканов — Везувия и Ключеской сопки, где такая гравитационная дифференциация наблюдается почти непосредственно. Кроме того, изучение вулканов показывает, что, повидимому, дифференциация происходит главным образом в периоды покоя, и можно думать, что сложность в последовательности извержений различных лав по сравнению с последовательностью образования пород интрузивных следует связывать с тем, что акты извержений прерывают нормальное течение дифференциации в магматическом очаге.

Сопоставляя все эти представления, можно предположить два возможных типа проявления процесса дифференциации в изменении состава лав.

1. Извержения происходят из дифференцированного очага магмы более кислой сверху и более основной внизу. Последовательное истощение сверху вниз такого очага в ряде извержений приводит к последовательному возрастанию основности лав и, следовательно, к антидромному смещению векторов на нашей диаграмме.

2. Извержения следуют через промежутки времени, в течение которых магма в очаге успевает изменить свой состав все дальше и дальше по пути нормальной магматической эволюции. Каждое последующее извержение доставляет продукты, соответствующие более поздним стадиям магматической эволюции. Состав лав меняется от основных к кислым, и на диаграмме мы наблюдаем гомодромное смещение векторов.

Можно думать, что разнообразная последовательность извержений лав различного состава зависит от соотношения между скоростью течения процесса дифференциации, с одной стороны, и частотой прерывавших его непрерывное течение эруптивных актов и их интенсивностью — с другой. После длительных периодов покоя вулкан извергает продукты дальше зашедшей дифференциации.

Кроме таких изменений в составе лав, которое выражается гомодромным или антидромным смещением векторов вдоль некоторой вариационной линии, происходят изменения в составе продуктов извержений, выражающиеся на диаграммах в виде смещения самих вариационных линий, как это мы видели особенно ясно на примере Везувия. Относительно причины такого смещения, которым определяется прежде всего самый тип естественной ассоциации изверженных горных пород, могут быть предложены разные гипотезы, но по существу оно не может считаться достаточно выясненным.

Все эти предположения относятся к развитию отдельного магматического очага или, иначе, отдельного вулканического центра. В какой-нибудь вулканической области, где встречается целый ряд таких вулканов или центров; их магматические очаги могут находиться на разных стадиях эволюции. Об этом можно судить по тому, что разные вулканы одной и той же области одновременно изливают иногда совершенно различные лавы. Это можно видеть хотя бы на примере Камчатки, где Ключеская сопка дает базальтовые лавы, Авача — андезит, Карымская сопка — дацит. При изучении химизма целых вулканических районов мы часто должны довольствоваться только некоторой суммарной общей картиной разнообразия вулканических продуктов. Цель диаграмм в этом случае — полнее охватить это разнообразие.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая эту книгу, полезно оглянуться на достигнутые результаты. Задачей этого Введения в петрохимию изверженных пород не могло быть и не было систематическое изложение всех, хотя бы главнейших проблем, касающихся химизма изверженных горных пород. Впрочем, такого систематического изложения вообще еще не существует и, очевидно, это еще дело будущего развития того отдела петрографии, который заслуживает выделения под именем петрохимии.

Назначение этого Введения главным образом заключается в том, чтобы дать изучающим метод, который помог бы им при решении задач, возникающих при исследовании химизма изверженных горных пород и их естественных ассоциаций. При этом необходимо не только дать метод, но и дать его обоснование, т. е. показать, что он не является совокупностью произвольно подобранных приемов, а логически вытекает из существа предмета исследования.

Естественно, что, выделяя из петрографии особый отдел под особым названием петрохимия, мы должны были прежде всего ограничить круг вопросов, подлежащих ведению петрохимии, от тех, которыми занимаются другие отделы петрографии. Мы определили петрохимию как такой отдел петрографии, в котором мы имеем дело с фактическими данными о химическом составе горных пород и их естественных ассоциаций и, исследуя эти факты, ищем путем индукции те закономерности, которые заключаются в их совокупности.

Петрохимия занимается вещественным составом горных пород. Химический состав в том виде, как его дает непосредственный опыт, есть только одна из форм выражения вещественного состава. Но он имеет исключительно важное значение при решении ряда вопросов, касающихся вещественного состава горных пород.

Хотя горные породы, представляя гетерогенные системы, состоящие из минералов, должны прежде всего классифицироваться и изучаться со стороны их минералогического состава, однако такое изучение не может охватить все проблемы, и у петрохимии, в тесном смысле слова, остается круг своих специфических вопросов. Невозможность свести все задачи, касающиеся изучения вещественного состава, к изучению минералогических особенностей горных пород, ясна из следующего.

В основе всех исследований вещественного состава лежит сравнение между собой отдельных горных пород и их естественных ассоциаций с точки зрения количественных отношений некоторых составных частей. Совершенно очевидно, что мы можем в количественном отношении сравнивать между собой только объекты, состоящие из одинаковых составных частей. Несомненно, что мы можем прийти к важным заключениям, сравнивая между собой горные породы, представляющие смеси одинаковых минералов, сочетающихся в этих породах в разных количествах. Но число породообразующих минералов вообще довольно велико. В различных ассоциациях горных пород мы встречаемся с комбинациями совершенно различных минералов, и для того чтобы можно было сравнивать между собой самые разнообразные горные породы и их ассоциации, мы, разумеется, должны были принимать во внимание как отдельные составные части все минералы, принимающие участие в образовании этих пород. Между тем, самая главная трудность при изучении соотношений между поликомпонентными составами, какими являются, с этой точки зрения, горные породы, заключается именно в большом числе компонентов. В то же время, состоя из довольно разнообразных минералов, горные породы образованы соединениями очень небольшого числа химических элементов, и задача значительно упрощается, когда мы компонентами, из которых состоят горные породы, возьмем именно эти элементы. Атомы разных элементов имеют такое же реальное значение, как и отдельные минералы. В настоящее время мы уже знаем

в главных чертах, каким образом атомы участвуют в строении минералов, и этих знаний уже достаточно для того, чтобы ориентироваться в методе рассмотрения горных пород, считая за их компоненты атомы разных элементов.

Исходя из характеристик химизма горных пород, данных в виде отношения чисел атомов различных элементов, образующих эти породы, мы при выборе метода изучения химизма, выраженного в таком виде, должны были решить две следующие основные задачи:

1. Выбрать этот метод так, чтобы он был наиболее пригоден для отыскания индуктивным путем эмпирических закономерностей петрохимии.

2. Использовать для характеристики химического состава горных пород наибольшее возможное число отношений составных частей породы.

Эти два условия, взятые вместе, определили дальнейший ход решения нашей задачи.

Первое условие заставило остановиться на выражении химизма горных пород в виде диаграмм. В графическом выражении мы можем сравнивать их между собой и из сопоставления находить искомые закономерности. В области петрохимии к диаграммам уже прибегали разные исследователи. Геометрический метод исследования оказался исключительно плодотворным во многих отраслях естествознания и особенно в физической химии.

Второе условие определило ту форму диаграмм, на которой мы должны были остановиться. Стремление изобразить на диаграмме возможно большее число отношений вместе с требованием наибольшей наглядности диаграммы привело нас к новому типу диаграмм до сих пор не употреблявшемуся для изображения составов. Требование наглядности отвергает применение диаграмм, изображающих составы в виде проекций точек многомерного пространства, которые мы не можем себе наглядно представить. Будучи, таким образом, принуждены оставаться в пределах наглядного трехмерного пространства, мы для изображения составов, образованных более чем из четырех компонентов, воспользовались образом, подобным представлению некоторого физического поля в пространстве трех измерений. Это представление позволяет выразить вектором в пространстве составы из семи компонентов, которые выражаются шестью отношениями или, иначе, шестью независимыми переменными.

Эта новая по существу идея является главной особенностью предлагаемого метода. В то же время такое представление составов векторами в трехмерном пространстве не является произвольно выбранным приемом, оно является геометрически необходимым, как наиболее простой образ в трехмерном пространстве, позволяющий представить семикомпонентный состав, т. е. изобразить тот минимум отношений между атомами химических элементов, который необходим для выражения всех главных особенностей химизма горной породы.

Дальнейшее развитие выбранного нами способа представления химических составов логически приводит и к дальнейшим приемам метода. В представлении вектора в пространстве мы находим несколько различающиеся между собой стороны: вектор определяется его положением (координаты начальной точки), с одной стороны, и своим направлением и длиной — с другой. Мы видим признаки двоякого рода, поэтому представляется рациональным, в целях еще большей наглядности представления, внести известную систематику и в те, данные в виде шести отношений, признаки химического состава, которые мы изображаем при помощи векторов. Одни из этих признаков надо считать более важными, другие — признаками второго порядка. Основания для этого различия признаков химизма горных пород должны дать соображения петрохимические.

Относительно главных оснований для такого различия признаков химизма горных пород в настоящее время уже можно считать достигнутым общее согласие взглядов большинства петрографов. В большинстве систем сравнения анализов эти основные положения мы находим на протяжении уже

более 40 лет видоизменяющимися только в деталях. В первых двух главах этой книги дано краткое повторение тех сведений из минералогии и геохимии, которые освещают этот в сущности уже решенный вопрос с точки зрения основных современных представлений. Как он решался разными авторами, видно из главы IV.

Разделение главных признаков химизма изверженных горных пород и признаков второстепенных во всех системах достигается тем, что из непосредственных данных анализа вычисляются некоторые новые отношения, которые, таким образом, являются функциями данных химического анализа. В геометрическом выражении мы имеем здесь дело как бы с преобразованием координат. Вид этих функций вытекает, как только что сказано, из петрохимических оснований. Таким образом, разработана система применения геометрического метода к интерпретации химизма горных пород. Как видим, она не является плодом остроумных произвольных соображений, а вытекает из логического развития некоторых общих положений. Также логически развивая определенные общие положения, мы пришли и к форме диаграмм. Здесь в основу положен принцип барицентрических координат, причем для удобства мы взяли прямоугольный тетраэдр проекций, что позволило свести геометрические построения к общеизвестным приемам начертательной геометрии.

Во второй части книги даны примеры применения предлагаемого метода.

Рассмотрение совокупности различных изверженных горных пород в целом позволило выяснить корреляцию между общими признаками химического состава и минералогическим составом. Затем мы могли выбрать простейшую схему систематики химических составов для практической ориентировки в их разнообразии.

Представив это разнообразие на диаграмме, мы уже могли далее выразить графически, и притом количественно, общую закономерность в изменении химического состава изверженных горных пород. Из существования такой закономерности вытекает понятие о большем или меньшем отклонении состава какой-либо исследуемой породы от ближайшего типичного состава, подчиняющегося этой общей статистически установленной закономерности. Таким образом, мы по-новому можем подойти и к представлению о типичности состава породы.

Особенно важно рассмотрение химизма естественных ассоциаций горных пород. В наших диаграммах они представляются в виде некоторых роев векторов, отличающихся один от другого по общей форме, по размерам, по внутренней структуре. В этих рядах векторов ясно видны также особенности состава каждой отдельной породы, входящей в данную ассоциацию; они однозначно выражаются соответствующим вектором. Видны и особенности сочетания векторов в рое.

Сравнивая между собой разные рои, мы находим в них и общие признаки и индивидуальные отличия. Такое сравнение позволяет прежде всего дать систематику естественных ассоциаций горных пород с точки зрения их химического состава. Кроме того, оно позволяет подметить индивидуальные черты таких совокупностей пород и полнее охарактеризовать их химизм.

Довольно многочисленные примеры, в которых были представлены ассоциации новейших изверженных пород, главным образом вулканических, на диаграммах фиг. 65—95 дают достаточно общее понятие о том разнообразии в особенностях химизма таких ассоциаций горных пород, с которыми мы встречаемся в природе.

Обратившись затем к данным эксперимента, мы выразили в координатах принятой системы диаграммы кристаллизации изученных тройных систем. Как ни далеки такие простые системы от магматических расплавов, все же можно заметить сходство в направлении, с одной стороны, моновариантных линий на диаграммах искусственных тройных систем, а с другой — вариационных линий естественных ассоциаций горных пород. В этом, а также

в изменении направления и длины векторов в диаграммах, представляющих кристаллизацию систем фемических минералов, мы нашли объяснение некоторых очень важных общих свойств наших диаграмм. Вместе с тем подмеченное сходство между линиями диаграмм, выражающих данные эксперимента, с одной стороны, и наблюдений в природе—с другой, позволяет говорить еще о новом признаке вариационных кривых, именно их направлении, и точнее определить понятие о различиях в изменении химического состава изверженных горных пород во времени.

Объяснение свойств петрохимических диаграмм особенностями диаграмм, представляющих данные эксперимента, предполагает, конечно, гипотетическое допущение о большой роли кристаллизационной дифференциации. Гипотетичность этого допущения является следствием современного состояния знаний в области петрологии. Обоснованность этой гипотезы для петрохимии, рассматриваемой в том объеме, как мы условились, имеет, однако, второстепенное значение, поскольку нашей целью являются главным образом методика сопоставления фактов и выводы чисто индуктивного характера.

Но это не умаляет значения петрохимии. Любой вопрос относительно изверженных горных пород, касается ли он закономерностей их распространения, процессов их генезиса, или металлогении, связанной этими породами, требует прежде всего точного и ясного представления о вещественном составе не только отдельной горной породы, но и их ассоциаций и применения рациональных приемов для сравнения и сопоставления фактов, даваемых опытом. Уметь при этом охватить как можно полнее всю совокупность фактов, относящихся к характеристике химического состава, и представить ее как можно яснее являлось нашей основной целью.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

К главам I—III

- Здесь даны указания только на те работы, которые могут быть полезны для начинающего изучать петрохимию, как пособия, более подробно излагающие то, что совсем кратко излагается в первых главах этой книги
- Bragg W. L. Atomic Structure of Minerals. New-York—London, 1937.
- Clarke F. The Data of Geochemistry, 5 ed. Washington, 1924.
- Duparc L. Contribution á l'analyse des silicates naturelles. Bull. Soc. Franç. miner., 1919, 42.
- Goldschmidt V. M. Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente, IX. Skrift. Norske Vidensk. - Akad. Oslo, mat.- nat. Kl., 1937, № 4.
- Tröger E. Der Gehalt an seltener Elementen bei Eruptivgesteinen. Chemie der Erde. В 9. 1934/35.
- Washington H. The chemical analysis of rocks, 4 ed. New-York, 1930.
- Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Пер. с нем, 2-е изд. М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Брэгг В. Л. Структура силикатов. Пер. Бродерсон. М.—Л., ОНТИ, 1934.
- Гассель О. Кристаллохимия. Пер. Белова. Л. 1936.
- Гиллебрандт В. Ф. Химия силикатов. Методы анализа силикатных и карбонатных пород. Пер. Фиолетовой. Л. 1925.
- Морачевский Ю. В. Источники ошибок силикатного анализа. Тр. 1 Совещ. химиков. Глав. геол.-разв. упр. Л. 1931.
- Основные идеи геохимии. Сб. статей I—III. М.—Л. Госхимтехиздат. 1933—1937.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 1. Л. Госхимтехиздат, 1933, т. 3, 1937.

К главам IV—VIII

Ниже приведены главным образом указания на источники, где изложены различными авторами применявшиеся ими системы вычислений и диаграмм при петрохимических исследованиях, а также некоторые работы, касающиеся способов применения диаграмм.

- Cross W., Iddings J., Pirsson L. a Washington H. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. Journ. Geol. 1902, 10.
- Cross W., Iddings J., Pirsson L. u. Washington H. Quantitative classification of igneous rocks. Chicago-London, 1903.
- Groul F. Graphic study of igneous rock series. Bull. Geol. Soc. Amer., 1922, 33.
- Hornmel W. Grundzüge der systematischen Petrographie auf genetischer Grundlage. В. I. Das System. Berlin, 1919.
- Iddings J. Igneous Rocks. New-York, 1913.
- Johannsen A. A. Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, v. I. Chicago, 1931.
- Michel-Lévy A. Note sur la classification des magmas des roches eruptives. Bull., Soc. géol. de France, 3 ser., 1897.
- Michel-Lévy A. Contribution a l'étude des magmas chimiques dans les principales séries volcaniques français, application de la nouvelle classification quantitative américaine. Bull. de la Serv. de la Carte géologique de France, 1902/1903, 14, № 92.
- Niggli P. Gesteins- und Mineralprovinzen, I. Berlin, 1923.
- Osan A. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1899—1903, XIX—XXII.
- Osan A. Petrochemische Untersuchungen. Abh. Akad. Wiss. Heidelberg. Mat.-Nat. Kl., 1913, Abh. 2.
- Osan A. Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. In II. Abh. Akad. Wiss. Heidelberg, Mat.- Nat. Kl., 1919-1920, Abh. 8 и 9.
- Roth J. Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Uebersicht und mit kritischer Erläuterung. Berlin, 1861.
- Washington. Chemical Analyses of Igneous Rocks. U. S. Geol. Surv. 1917, PP. 99.
- Wolff F. Der Vulkanismus, B. II. Stuttgart, 1923.

- Wolff F. Die Prinzipien einer quantitativen Klassifikation der Eruptivgesteine, insbesondere der jungen Ergussgesteine. Geol. Rundschau, 1922, 13.
- Александров С. П. и Колмогоров А. Н. Введение в теорию функций действительного переменного. М.-Л., 1933.
- Ван дер Верден. Современная алгебра, ч. I. Пер. Окулова. М.-Л., ОНТИ. 1934.
- Грубенман У. и Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Пер. Соловьева. М.-Л., 1933.
- Заварицкий А. Н. Об одной важной петрохимической закономерности. Зап.Лен. Горн. инст., 1935, т. 9, вып. 2.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1941.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследование по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Кавказа. Тр. СПб. общ. естеств., 1898, 26, вып. 5.
- Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. Изв. Инст. физ.-хим. анализа, 1924, т. 2, вып. 2.
- Преображенский И. А. О средних магматических формулах. Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1934, вып. 6.
- Радищев В. П. О методах изображения, применяемых в физико-химическом анализе. Сб. Введение в физ.-хим. анализ, М.-Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Федоров Е. С. Химические отношения горных пород и их графическое изображение. Зап. Горн. инст., 1907, т. 1.
- Федоров Е. С. Естественная классификация и символизация химических составов изверженных горных пород. Зап. мин. общ., 1900, 38.
- Федоров Е. С. Об изучении химизма минералов и горных пород. Зап. мин. общ. 1899, 37.
- Федоров Е. С. Существенное усовершенствование графических схем, треугольной и тетраэдрической. Зап. Горн. инст., 1911, т. 3.
- Федоров Е. С. Химический тетраэдр в петрографии. Изв. Акад. Наук СССР, 1917.
- Федоров Е. С. Наглядное изображение химического состава пород из области Христиании и лав Кавказа. Зап. Горн. инст., 1914, т. 5.

К главам IX — XV

- Перечисленные ниже работы дают главнейшие сведения о тех вулканических районах, химизм которых представлен на диаграммах, помещенных в этой книге.
- Bergeat A. Die äolischen Inseln. Abh. d. Bayer. Akad. d. Wiss., 1900, 20.
- Boule M. Congrès géol. Intern. VIII Sess. Paris, 1900. Guide des excurs. № 10.
- Burri C. R. Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des Pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. Min.-Pet. Mitt., 1926, № 6.
- Cloos H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus. Geol. Rundschau, 1939. 30. Zwischenband 4A.
- Cross W. Geology of Silver Cliff and the Rosita Hills Colorado. U. S. Geol. Surv. 1896, Ann. Rep. 17.
- Cross W. Lavas of Hawaii and their Relations. U. S. Geol. Surv., 1915, Prof. Pap. 88.
- Daly R. A. The Geology of Ascension Island. Proc. Amer. Acad. Arts a. Sci., 1925, 60.
- Daly R. A. The Geology of St. Helena Island. Proc. Amer. Acad. Arts a. Sci., 1917, 62.
- Esenwein P. Zur Petrographie der Azoren. Ztschr. f. Vulkanologie, 1929, 12.
- Fouqué F. Santorin et ses eruptions. Paris, 1879.
- Gage I C. Studien über den Aufbau u. Gesteine von Madeira. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1912, 64; 1914, 66.
- Glangeaud P. Les régions volcaniques du Puy de Dome. Bull. de la Carte géol. de la France, 1909, 19, № 123.
- Hague A., Iddings S. P., Weed W. H. и др. Geology of the Yellowstone Natural Park. Monograph U. S. Geol. Struv., 1899, 35, p. 11.
- Harker A. The Natural History of Igneous Rocks. London, 1909.
- Holms A. a. Harwood H. F., The Petrology of the volcanic Field of Bufumbira SW Uganda. Geol. Surv. of Uganda, 1936, Mem. III.
- Iddings J. P. a. Morey E. W. Contributions to the Petrography of Java and Celebes. Journ. Geol., 1915, 23.
- Jung H. Die chemischen und provinziellen Verhältnisse der jungen Eruptivgesteine Deutschlands und Nordböhmens. Chemie d. Erde, 1927, III, H. 2.
- Knebel W. u. Reck H. Island, Stuttgart, 1912.
- Lacroix A. La Montagne Pelée et ses eruptions. Paris, 1907.
- Lacroix A. Les roches alcalines de Tahiti. Bull. Soc. Géol. de France, 4 ser., 1910, 10.
- Lacroix A. Minéralogie de Madagascar, v. II, Paris, 1923.
- Lacroix A. Le volcan actif de l'île de la Reunion et ses produits. Paris, 1936.
- Mauritz B. Die Eruptivgesteine des Mecsek-Gebirges. Mitt. Jb. Kgl. Ungarish. Geol. R.-Anst., 1913, 21.
- Mauritz B. Die Eruptivgesteine des Matra-Gebirges. Neues Jahrb. f. Min., 1927, B. 67, Abt. A.
- Ogilvie J. H. Some igneous rocks from the Ortiz Mountains New Mexico. Journ. Geol., 1908, 16.

- Peacock M. A. Contribution to the petrography of Iceland. Trans. geol. Soc. Glasgow, 1924—1925, 17.
- Pirsson L. V. Petrography and geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains Montana. U. S. Geol. Surv. 1905, Bull. № 237.
- Reck H. Santofin. Der Werdegang eines Inselvulkans. Berlin, 1936.
- Rittmann A. Die geologisch bedingte Evolution und Differenzierung des Somma-Vesuv Magmas. Ztschr. f. Vulkanologie, 1933, Bd. 15, H. 1—2.
- Robinson H. H. The San Franciscan Volcanic Field Arizona. U. S. Geol. Surv., 1913. Prof. Pap. 76.
- Sonder R. A. Zur Geologie u. Petrographie des Inselgruppe von Milos. Ztschr. f. Vulkanologie, 1925, Bd. 7, H. 4.
- Stark M. Beiträge zum geologisch-petrographischen Aufbau der Euganeen und zur Lakolithenfrage. Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1912, 31.
- Tröger E. Zur Sippenteilung d. magmatischer Gesteine. Neues Jahrb. f. Min., B. 62, Abt. A. 1930.
- Washington H. S. Petrology of Hawaiian Islands. Amer. Journ. Sci. 1923, 5 a. 6, 1926, 12 1928, 15.
- Washington H. A. Petrographical Sketch of Aegina and Methana. Journ. Geol. 1895. v. 3.
- Washington H. S. and Auroousseau M. The Lavas of Etna. Amer. Journ. Sci. 1926, 12.
- Washington H. Contribution to Sardinian Petrography I. The Rocks of Monte Ferry Amer. Journ. Sci., 1915, 39.
- Washington H. Some Lavas of Monte Arci. Amer. Journ. Sci., 1913, 36.
- Washington H. S. The Roman Comagmatic Region. Carnegie Inst. Publ. 1906, № 57.
- Williams H. Geology of the Lassen volcanic national Park California. Univ. of California. Publ. Bull. Geol. Sci. 1932, v. 21, № 8.
- Wolff F. Der Vulkanismus. B. II. Stuttgart, 1923.
- Дубянский В. В. О горных породах Казбека. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ. 1904, 24, № 3.
- Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мергэня и их лавах. Юбил. сб. акад. В. А. Обручеву к 50-летию научн. деят. М., Изд. Акад. Наук СССР, 1939.
- Заварицкий А. Н. Лавы и связанные с ними горные породы Соммы и Везувия и диаграмма, выражающая особенности их химического состава. Зап. Лен. горн. инст., 1937, 12, вып. 2.
- Заварицкий А. Н. Северная группа вулканов Камчатки. Тр. Сов. по изуч. произв. сил. Акад. Наук СССР, сер. Камчатск., 1935, вып. 5.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Политехн. инст., 1913, 20.
- Паффенгольц К. Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфолав Армении. Зап. мин. общ., 1938, 67, № 3.
- Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. мин. общ., 1931, 60, № 2.
- Симонов Н. С. Лавы Казбекского района как кислотоупорный строительный материал. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1934, вып. 341.

К главам XVI и XVII

- Даны ссылки на изложение исследований физико-химических силикатных систем, представленных схематически на фиг. 94 в тексте.
- Andersen O. The System SiO_2 —Forsterit—Anorthit. Amer. Journ. Sci. 39, 1915.
- Bowen N. L. System Diopsid—Forsterit— SiO_2 . Z. anorg. allg. Chem., 90, 1915.
- Bowen N. L. The System Diopsid—Anorthit—Albit. Amer. Journ. Sci. 40, 1915.
- Ferguson J. B. u. Merwin H. The System SiO_2 —CaO—MgO.. Amer. Journ. Sci. 48, 1919.
- Bowen N. L., Schairer a. Willems H. U. The System SiO_2 — Na_2SiO_3 — Fe_2O_3 . Amer. Journ. Sci. 20, 1930.
- Bowen N. L. Schairer J. E. a. Posnyak E. The System SiO_2 —CaO—FeO. Amer. Journ. Sci. 26, 1933.
- Bowen N. L. a. Schairer J. F. The System SiO_2 —MgO—FeO. Amer. Journ. Sci. 29, 1935.
- Bowen N. L., a. Schairer J. F. The System SiO_2 —Fayalit—Nephelin. Amer. Journ. Sci. 33, 1937.
- Bowen N. L. The System SiO_2 —Diopsid—Leucit. Amer. Journ. Sci. 33, 1937.
- Bowen N. L. a. Schairer J. F. The System SiO_2 —Anorthit—Leucit. Amer. Journ. Sci. 33, 1937.
- Bowen N. L. Recent High-Temperature Research on Silicates and its Significance in Igneous Geology. Amer. Journ. Sci. 33, 1937.
- Niggli P. Das Magma und seine Producte. B. I, Leipzig, 1937.

ПРИЛОЖЕНИЯ

В приложениях даны те числовые характеристики химических составов, на основании которых построены диаграммы, помещенные в тексте.

Прежде всего даны числовые характеристики средних типов изверженных пород (по Дэли), представленных на диаграмме фиг. 57. Химические анализы этих средних типов опубликованы и в известной книге Дэли, имеющейся в русском переводе, и в специальном справочном пособии¹, поэтому они здесь не приводятся.

Следующие таблицы дают числовые характеристики к диаграммам фиг. 61—95. Они могут также служить для того, чтобы сравнивать по химическому составу вулканические породы со всеми типами, изображенными на наших диаграммах. Для этого предварительно полезно найти положение вектора сравниваемой породы на диаграмме того же уменьшенного масштаба, как масштаб диаграмм, помещенных в тексте, т. е. $1\% = 2.0$ мм вместо обычного наиболее удобного для построения масштаба $1\% = 1$ см. Таким образом, диаграммы, помещенные в этой книге, вместе с таблицами в приложениях, могут служить и для определения типов химических составов вулканических пород.

Числовые характеристики к диаграммам фиг. 61—95 дают возможность, с одной стороны, находить векторы, изображающие состав горных пород, числовые характеристики которых помещены в таблицах, а с другой, наоборот, для каждого вектора на фиг. 61—95 определить по таблицам, состав какой породы он изображает. Для этого на диаграммах нанесена координатная сетка через 10 единиц. Этого вполне достаточно для того, чтобы сначала на глаз определить приблизительное положение вектора среди других его окружающих и затем по таблицам подобрать точно его числовую характеристику. Таким путем могут быть разрешены все многочисленные неясности, получившиеся при несовершенном воспроизведении диаграмм в книге, о чем было сказано в предисловии. Для придания диаграммам большей наглядности можно отметить разные группы векторов карандашами разного цвета.

Для удобства пользования книгой в конце приложений помещены и таблицы для пересчета химических анализов из весовых процентов в молекулярные количества.

¹ А. Н. Заварицкий. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. АН СССР, 1941.

Числовые характеристики средних составов изверженных горных пород по Дэли (фиг. 57)

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|--|-------|------|-------|-------|--------|------|------|------|------|
| Докембрийский гранит | 13.4 | 2.4 | 4.4 | 79.8 | 9.2 | 67.7 | 23.1 | | 52.0 |
| Докембрийский гранит Шведии | 13.2 | 2.5 | 5.4 | 78.9 | | 71.6 | 25.9 | 2.5 | 52.0 |
| Послекембрийский гранит | 12.7 | 2.6 | 6.5 | 78.2 | 26.8 | 45.4 | 27.8 | | 55.8 |
| Гранит всех периодов | 13.4 | 2.4 | 5.4 | 78.8 | 15.0 | 57.5 | 27.5 | | 56.0 |
| Риолиты, включая 24 липарита | 13.8 | 1.4 | 3.8 | 81.0 | 27.6 | 55.2 | 17.2 | | 53.4 |
| Липарит (по авторам) | 12.9 | 1.3 | 5.3 | 80.5 | 52.5 | 35.0 | 12.5 | | 58.2 |
| Риолит (по авторам) | 13.7 | 1.4 | 3.7 | 81.2 | 21.8 | 60.0 | 18.2 | | 52.4 |
| Кварцевый порфир | 12.6 | 1.6 | 5.7 | 80.1 | 44.2 | 40.7 | 15.1 | | 48.4 |
| Щелочноземельный гранит | 13.7 | 2.6 | 5.5 | 78.2 | 2.5 | 61.7 | 35.8 | | 55.4 |
| Щелочной гранит | 15.6 | 0.1 | 4.1 | 80.2 | | 79.4 | 11.1 | 9.5 | 62.2 |
| Комендит | 14.8 | 1.4 | 2.6 | 81.2 | | 77.5 | 10 | 12.5 | 56.2 |
| Кварцевый кератофир | 14.2 | 1.0 | 2.8 | 82.0 | 18.2 | 61.4 | 20.4 | | 87.1 |
| Пантеллерит | 13.4 | 5.8 | 3.4 | 77.4 | | 45.1 | 17.7 | 37.2 | 55.4 |
| Щелочноземельный роговообманковый сиенит | 15.4 | 3.2 | 10.9 | 70.5 | | 50.9 | 34.6 | 14.5 | 48.2 |
| Щелочноземельный слюдяной сиенит | 13.25 | 3.65 | 15.0 | 68.1 | | 36.4 | 57.7 | 5.9 | 51.5 |
| Щелочноземельный авгитовый сиенит | 14.3 | 5.7 | 19.3 | 60.7 | | 45.0 | 37.3 | 17.7 | 69.4 |
| Щелочноземельные сиениты всех типов | 14.8 | 3.7 | 13.3 | 68.2 | | 47.1 | 39.4 | 13.5 | 52.3 |
| Сиениты (включая 5 щелочных типов) | 15.5 | 3.2 | 11.9 | 69.4 | | 47.1 | 35.6 | 17.3 | 57.5 |
| Трахиты (по авторам) | 18.6 | 2.9 | 7.7 | 70.8 | | 62.1 | 25.3 | 12.6 | 54.1 |
| Щелочноземельные трахиты | 15.5 | 3.0 | 7.3 | 74.2 | | 67.6 | 26.7 | 5.7 | 44.6 |
| Нордмарки | 20.6 | 0.8 | 5.9 | 72.7 | | 61.4 | 20.4 | 18.2 | 60.8 |
| Пуласкит | 22.6 | 1.0 | 5.9 | 70.5 | | 61.6 | 19.8 | 18.6 | 63.0 |
| Акерит | 16.0 | 3.6 | 8.2 | 72.2 | | 63.9 | 29.4 | 6.7 | 65.2 |
| Умптекит | 21.9 | 0.1 | 10.3 | 67.7 | | 55.2 | 15.6 | 29.2 | 64.4 |
| Щелочной сиенит (среднее, включая анализы № 21—24) | 20.4 | 1.4 | 7.3 | 70.9 | | 60.7 | 21.5 | 17.8 | 63.3 |
| Щелочной трахит | 21.4 | 0.7 | 6.8 | 71.1 | | 67.3 | 15.9 | 16.8 | 63.9 |
| Кератофир | 19.2 | 1.4 | 8.5 | 70.9 | 17.9 | 56.9 | 25.2 | | 60.0 |
| Лаурвикит | 19.5 | 5.0 | 7.0 | 68.5 | | 71.1 | 26.8 | 2.1 | 69.9 |
| Ромбен-порфир | 24.6 | 1.4 | 8.5 | 65.5 | | 52.4 | 23.8 | 23.8 | 70.1 |
| Монзонит | 13.8 | 4.7 | 15.6 | 65.9 | | 42.0 | 36.6 | 21.4 | 59.5 |
| Латит | 14.4 | 4.1 | 14.5 | 67.0 | | 40.8 | 38.4 | 20.8 | 55.2 |
| Трахиандезит | 18.0 | 2.8 | 11.2 | 68.0 | | 59.0 | 19.3 | 21.7 | 70.6 |
| Кварцевый латит | 13.2 | 4.5 | 8.6 | 73.7 | | 54.5 | 35.8 | 9.7 | 57.4 |
| Канадит | 23.9 | 3.2 | 14.1 | 58.8 | | 60.3 | 19.1 | 20.6 | 81.0 |
| Уртит | 39.1 | 3.9 | 2.7 | 54.3 | n'=2.7 | 0 | 13.5 | 83.8 | 85.7 |
| Малиньит | 18.6 | 0.25 | 25.25 | 55.9 | | 24.2 | 27.8 | 48.0 | 60.7 |
| Фойяит | 28.55 | 0.2 | 6.0 | 65.25 | | 52.3 | 16.3 | 31.4 | 66.5 |
| Луяврит | 22.7 | 7.0 | 6.1 | 64.2 | | 46.5 | 18.6 | 34.9 | 75.0 |
| Лаурдалит | 25.5 | 0.6 | 11.0 | 62.9 | | 46.3 | 26.5 | 27.2 | 71.7 |
| Нефелиновый сиенит | 26.4 | 0.3 | 9.7 | 63.6 | | 55.3 | 15.6 | 29.1 | 69.7 |
| Феолиг | 27.5 | 0.3 | 5.3 | 66.9 | | 59.7 | 10.4 | 29.9 | 72.2 |
| Кварцевый диорит | 10.6 | 5.7 | 11.7 | 72.0 | | 50.6 | 41.7 | 7.7 | 71.1 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|--|------|------|-------|-------|-----|-------|-------|------|-------|
| Тоналит | 9.1 | 7.0 | 11.7 | 72.2 | | 2.4 | 54.8 | 42.8 | 64.6 |
| Кварцевый монцонит | 12.9 | 4.1 | 6.2 | 76.8 | | 57.1 | 38.5 | 4.4 | 58.5 |
| Гранодиорит | 12.4 | 4.5 | 8.3 | 74.8 | | 49.6 | 39.7 | 10.7 | 66.7 |
| Дацит | 12.8 | 4.3 | 7.0 | 75.9 | 9.8 | 55.9 | 34.3 | | 68.9 |
| Диорит (включая 55 анализов кварцевых диоритов) | 10.8 | 5.8 | 14.5 | 68.9 | | 44.7 | 42.8 | 12.5 | 71.8 |
| Диорит (без кварцевых диоритов) | 10.7 | 6.1 | 16.7 | 66.5 | | 42.9 | 43.3 | 13.8 | 71.4 |
| Андезит | 11.1 | 6.4 | 12.0 | 70.5 | | 51.8 | 40.6 | 7.6 | 75.3 |
| Авгитовый андезит | 11.6 | 6.3 | 13.4 | 68.7 | | 53.4 | 38.1 | 8.5 | 69.5 |
| Гиперстеновый андезит | 10.1 | 6.9 | 13.4 | 69.6 | | 47.4 | 42.7 | 9.9 | 76.4 |
| Роговообманковый андезита | 11.3 | 6.6 | 10.0 | 72.1 | 4.4 | 50.0 | 43.0 | 7.0 | 77.5 |
| Слюдяной андезит | 11.6 | 5.0 | 9.6 | 73.8 | | 58.4 | 37.2 | | 68.7 |
| Нориты (исключая оливинные нориты) | 6.9 | 7.3 | 27.7 | 58.1 | | 34.7 | 51.3 | 14.0 | 82.4 |
| Габбро (исключая оливинное габбро) | 7.9 | 8.4 | 24.9 | 58.8 | | 33.3 | 46.9 | 19.8 | 80.4 |
| Оливинное габбро | 6.1 | 9.0 | 29.9 | 55.0 | | 31.2 | 51.4 | 17.4 | 79.4 |
| Габбро (все) | 7.1 | 8.7 | 27.0 | 57.2 | | 32.5 | 48.8 | 18.7 | 80.4 |
| Базальты (все) | 9.2 | 6.1 | 26.8 | 57.9 | | 41.6 | 39.8 | 18.6 | 75.8 |
| Базальты (по авторам, включая анамезиты, тахилиты и др.) | 9.6 | 6.0 | 26.6 | 57.8 | | 41.8 | 39.4 | 18.8 | 75.4 |
| Плато-базальт | 6.84 | 6.14 | 30.08 | 56.94 | | 42.7 | 38.7 | 18.6 | 85.7 |
| Мелафир | 10.0 | 7.1 | 22.6 | 60.3 | | 47.8 | 38.1 | 14.1 | 73.2 |
| Оливинный норит | 7.1 | 8.7 | 26.4 | 57.8 | | 37.7 | 53.3 | 9.0 | 80.4 |
| Кварцевое габбро | 9.6 | 6.8 | 18.5 | 65.1 | | 51.3 | 39.6 | 9.1 | 75.0 |
| Анортозит | 10.6 | 16.7 | 5.8 | 66.9 | | 41.1 | 42.5 | 16.4 | 88.1 |
| Оливинный диабаз | 7.5 | 6.4 | 30.0 | 56.1 | | 37.4 | 45.8 | 16.8 | 80.0 |
| Диабаз | 8.3 | 6.2 | 25.9 | 59.6 | | 42.5 | 38.8 | 18.7 | 81.7 |
| Долерит | 7.4 | 6.0 | 28.6 | 58.0 | | 38.6 | 41.2 | 20.2 | 79.6 |
| Кварцевый диабаз | 7.6 | 5.4 | 25.5 | 61.5 | | 50.8 | 31.7 | 17.5 | 76.4 |
| Кварцевый базальт | 9.3 | 6.7 | 20.2 | 63.8 | | 32.7 | 53.2 | 14.1 | 78.0 |
| Пикрит | 2.9 | 4.4 | 48.5 | 44.2 | | 25.2 | 65.1 | 9.7 | 82.6 |
| Океанит | 3.0 | 3.35 | 47.15 | 46.5 | | 21.6 | 68.4 | 10.0 | 84.0 |
| Анкарамит | 4.2 | 3.2 | 44.9 | 47.7 | | 20.5 | 53.4 | 26.1 | 70.6 |
| Анкаратрит | 6.4 | 2.8 | 46.8 | 44.0 | | 21.9 | 50.0 | 28.1 | 72.6 |
| Кортландит | 2.3 | 2.5 | 51.3 | 43.9 | | 16.8 | 70.9 | 12.3 | 75.0 |
| Амфиболовый перидотит | 1.6 | 2.0 | 56.7 | 39.7 | | 17.3 | 78.2 | 4.5 | 71.5 |
| Верлит | 2.8 | 1.9 | 50.4 | 44.9 | | 20.9 | 67.1 | 12.0 | 75.0 |
| Гарцбургит (саксонит) | 0.63 | 0.32 | 63.22 | 35.8 | | 10.0 | 88.6 | 1.4 | 83.3 |
| Лерцолит | 1.3 | 1.9 | 57.4 | 39.4 | | 11.15 | 86.15 | 2.7 | 83.3 |
| Дунит | 0.2 | 0.4 | 65.1 | 34.3 | | 9.0 | 90.5 | 0.5 | 100.0 |
| Слюдяной перидотит | 7.7 | 2.6 | 49.7 | 40.0 | | 27.5 | 65.6 | 6.9 | 13.3 |
| Кимберлит | 2.2 | 0.6 | 60.8 | 36.4 | | 11.9 | 78.7 | 9.4 | 27.8 |
| Горнблендит | 5.4 | 4.0 | 43.3 | 47.3 | | 31.6 | 46.5 | 21.9 | 73.8 |
| Вебстерит | 1.1 | 1.4 | 48.5 | 49.0 | | 12.3 | 69.2 | 18.5 | 70.0 |
| Бронзитит | 0.85 | 0.85 | 48.8 | 49.5 | | 13.5 | 83.9 | 2.6 | 87.5 |
| Диаллагит | 2.2 | 2.8 | 46.1 | 48.9 | | 27.3 | 40.4 | 32.3 | 72.2 |
| Авгитит | 13.0 | 4.8 | 30.1 | 52.1 | | 42.8 | 32.2 | 25.0 | 78.2 |
| Лимбургит | 9.1 | 3.2 | 41.0 | 46.7 | | 28.6 | 45.0 | 26.4 | 79.7 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|------------------------------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|
| Бекинжинит | 9.6 | 4.8 | 36.4 | 49.2 | | 30.1 | 42.7 | 27.2 | 81.7 |
| Ийолит | 24.3 | 0.4 | 25.6 | 49.7 | | 31.2 | 20.9 | 47.9 | 86.6 |
| Тешенит | 13.9 | 4.4 | 25.4 | 56.3 | | 40.9 | 34.2 | 24.9 | 77.3 |
| Тералит | 16.3 | 1.3 | 29.6 | 52.8 | | 31.2 | 34.4 | 34.4 | 67.8 |
| Эссекитовое габбро | 10.6 | 6.2 | 26.3 | 56.9 | | 37.0 | 38.6 | 24.4 | 73.7 |
| Эссекит | 13.1 | 5.9 | 22.0 | 59.0 | | 43.4 | 32.2 | 24.4 | 74.2 |
| Трахидолерит | 14.8 | 3.9 | 23.15 | 58.15 | | 42.4 | 33.1 | 24.5 | 68.2 |
| Кринанит | 8.8 | 6.3 | 31.2 | 53.7 | | 42.0 | 40.9 | 17.1 | 84.1 |
| Анальцимовый базальт | 10.7 | 4.0 | 32.3 | 53.0 | | 30.5 | 47.2 | 22.3 | 76.0 |
| Муджиэрит | 12.1 | 3.9 | 23.5 | 60.5 | | 54.2 | 25.9 | 19.9 | 79.1 |
| Шонкинит | 12.8 | 1.6 | 31.8 | 53.8 | | 25.0 | 41.5 | 33.5 | 44.9 |
| Тефриты (все) | 11.0 | 6.1 | 23.7 | 59.2 | | 42.8 | 30.0 | 27.2 | 53.2 |
| Базаниты (все) | 11.7 | 4.4 | 31.5 | 52.4 | | 32.7 | 42.9 | 24.4 | 66.3 |
| Нефелиновый тефрит | 14.2 | 4.0 | 26.8 | 55.0 | | 47.9 | 20.5 | 31.6 | 70.8 |
| Лейцитовый тефрит | 10.5 | 6.6 | 23.6 | 59.3 | | 42.2 | 31.6 | 26.2 | 48.6 |
| Нефелиновый базанит | 11.5 | 4.7 | 32.1 | 51.7 | | 30.3 | 47.3 | 22.4 | 77.4 |
| Лейцитовый базанит | 12.0 | 4.0 | 30.2 | 53.8 | | 36.2 | 36.2 | 27.6 | 51.1 |
| Фергусит | 16.4 | 3.8 | 22.0 | 57.8 | | 30.1 | 43.2 | 26.7 | 34.2 |
| Миссурит | 8.3 | 2.7 | 40.1 | 48.9 | | 20.8 | 52.7 | 26.5 | 26.6 |
| Лейцитовый базальт | 13.9 | 1.4 | 31.5 | 53.2 | | 29.4 | 44.2 | 26.4 | 36.5 |
| Лейцицит | 18.4 | 2.6 | 20.2 | 58.8 | | 40.1 | 46.0 | 13.9 | 35.2 |
| Лейцитовый фонолит | 25.8 | 2.1 | 6.2 | 65.9 | | 68.6 | 18.6 | 12.8 | 50.3 |
| Лейцитофир | 25.1 | 0.3 | 16.3 | 58.3 | | 39.3 | 19.2 | 41.5 | 64.1 |
| Нефелинит | 18.5 | 2.4 | 29.4 | 49.7 | | 42.4 | 22.4 | 35.2 | 79.4 |
| Нефелиновый базальт | 10.9 | 3.4 | 40.3 | 45.4 | | 29.0 | 43.0 | 28.0 | 75.6 |
| Мелили о-нефелиновый базальт | 8.3 | 2.1 | 48.1 | 41.5 | | 22.1 | 50.1 | 27.8 | 75.8 |
| Мелитовый базальт | 9.0 | 1.4 | 48.6 | 41.0 | | 20.5 | 49.7 | 29.8 | 75.0 |
| Гаюинофир | 19.4 | 2.3 | 23.7 | 54.6 | | 37.4 | 25.0 | 37.6 | 72.8 |
| Аляскит | 14.1 | 0.5 | 2.4 | 83.0 | 59.5 | 35.1 | 5.4 | | 52.8 |
| Диори пика Электрик | 11.8 | 5.1 | 11.6 | 71.5 | | 42.6 | 49.1 | 8.3 | 73.3 |
| Риолит Иеллоустонского парка | 13.5 | 1.4 | 3.3 | 81.8 | 24.0 | 60.0 | 16.0 | | 61.8 |
| Банакит | 17.2 | 3.9 | 15.7 | 63.2 | | 44.9 | 38.1 | 17.0 | 55.5 |
| Шошонит | 13.6 | 5.75 | 16.0 | 64.65 | | 44.2 | 40.2 | 15.6 | 50.8 |
| Абсарокит | 10.15 | 3.5 | 29.1 | 57.25 | | 26.5 | 53.8 | 19.7 | 41.3 |
| Лейцитовый абсарокит | 8.8 | 2.8 | 37.5 | 50.9 | | 20.7 | 61.9 | 17.4 | 53.6 |
| Гранитовый аплит | 14.3 | 1.3 | 1.5 | 82.9 | | 65.2 | 34.8 | 0 | 52.8 |
| Пэзанит | 16.0 | 0.5 | 3.2 | 80.3 | | 77.7 | 8.1 | 14.2 | 59.1 |
| Грорудит | 14.8 | 2.5 | 4.1 | 78.6 | | 83.9 | 4.8 | 11.3 | 61.6 |
| Бостонит | 20.0 | 1.8 | 6.9 | 71.3 | | 70.0 | 12.0 | 18.0 | 64.1 |
| Сельсбергит | 23.0 | 0.2 | 6.4 | 70.4 | | 69.5 | 12.6 | 17.9 | 69.4 |
| Тингуанит | 27.5 | 0.3 | 7.5 | 64.7 | | 61.7 | 14.0 | 24.3 | 70.9 |
| Спессартит | 10.8 | 4.25 | 23.75 | 61.2 | | 35.2 | 46.9 | 17.9 | 70.0 |
| Минетта | 12.5 | 3.4 | 26.6 | 57.5 | | 29.0 | 53.0 | 18.0 | 45.1 |
| Керсантит | 11.4 | 5.0 | 22.2 | 61.4 | | 38.6 | 50.8 | 10.6 | 62.5 |
| Вогезит | 11.1 | 4.3 | 25.1 | 59.5 | | 31.1 | 57.9 | 11.0 | 63.4 |
| Камптонит | 10.5 | 6.4 | 29.3 | 53.8 | | 45.2 | 34.3 | 20.5 | 73.2 |
| Мончикит | 12.3 | 3.9 | 30.1 | 53.7 | | 31.9 | 35.8 | 32.3 | 67.4 |
| Альнеит | 7.0 | 2.7 | 53.1 | 37.2 | | 19.6 | 54.9 | 25.5 | 44.2 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|-----------------|---|---|---|---|----|----|----|----|---|
|-----------------|---|---|---|---|----|----|----|----|---|

Лавы вулканов Уюнь-Холдонги в сравнении с лавами Японских вулканов и лавами Дальнего Востока (фиг. 61)

| | | | | | | | | | |
|------------------------------------|------|------|------|------|----|----|----|----|----|
| Уюнь-Холдонги | | | | | | | | | |
| Лейцитит в. Придорожного | 10.2 | 2.8 | 38.1 | 48.9 | | 24 | 51 | 25 | 40 |
| Лава в. Теуре | 14.2 | 1.9 | 24.2 | 59.7 | | 33 | 45 | 22 | 48 |
| Шихлунит извер. 1720-22 | 15.5 | 0.9 | 23.6 | 60.0 | | 35 | 42 | 23 | 48 |
| Базальт Ших-тоу - фанду | 13.4 | 2.5 | 26.1 | 58.0 | | 33 | 46 | 21 | 55 |
| Шихлунит древних конусов | 12.6 | 2.4 | 27.7 | 51.3 | | 31 | 44 | 25 | 52 |
| Шлаковатый шихлунит В. | 14.6 | 2.0 | 25.5 | 57.9 | | 30 | 47 | 23 | 50 |
| Ших унит Ших-тоу-фандзу | 14.4 | 2.3 | 23.1 | 60.2 | | 36 | 43 | 21 | 50 |
| Шихлунитовая лава | 14.8 | 1.9 | 23.9 | 59.4 | | 35 | 44 | 21 | 48 |
| Лава вулк. Васильева | 14.7 | 1.8 | 29.4 | 54.0 | | 33 | 41 | 26 | 54 |
| Лава в. Хи-лунг-меншань | 14.5 | 2.3 | 21.9 | 61.3 | | 33 | 45 | 22 | 49 |
| Лавы Дальнего Востока | | | | | | | | | |
| Лимбургитовый базанитид | 8.9 | 5.7 | 35.0 | 50.4 | | 34 | 42 | 24 | 75 |
| Базальтовый трахибазальт | 10.7 | 5.9 | 26.1 | 57.3 | | 39 | 39 | 22 | 71 |
| Трахиандезитовый базальт | 13.3 | 5.6 | 18.2 | 62.9 | | 47 | 31 | 22 | 72 |
| Трахиандезит | 18.3 | 3.8 | 9.2 | 68.7 | | 61 | 26 | 13 | 62 |
| Трахит | 19.5 | 2.0 | 5.7 | 72.8 | | 75 | 12 | 13 | 61 |
| Трахилапарит | 19.2 | 0.2 | 5.4 | 75.2 | | 68 | 7 | 25 | 59 |
| Комендит | 15.4 | 0.1 | 4.7 | 79.8 | | 82 | 6 | 12 | 59 |
| Лавы Японских вулканов | | | | | | | | | |
| Базальт | 4.8 | 10.9 | 26.4 | 57.9 | | 44 | 37 | 19 | 88 |
| Андезит-базальт | 5.9 | 9.9 | 21.4 | 62.8 | | 49 | 38 | 13 | 85 |
| Андезит | 8.4 | 8.0 | 12.7 | 70.9 | | 56 | 38 | 6 | 75 |
| Дацит | 9.1 | 6.7 | 8.2 | 76.0 | | 66 | 34 | 0 | 72 |
| Риолит | 8.3 | 2.0 | 5.4 | 84.3 | 58 | 41 | 1 | | 79 |
| Другие лейцитовые породы | | | | | | | | | |
| Гауссбергит | 16.9 | 1.0 | 25.2 | 56.9 | | 34 | 44 | 22 | 26 |
| Каянит | 10.2 | 2.9 | 35.3 | 51.6 | | 22 | 58 | 20 | 30 |
| Оливиновый лейцитит | 10.8 | 2.9 | 38.7 | 47.6 | | 26 | 39 | 35 | 53 |
| Батукит | 4.6 | 0.4 | 47.8 | 47.2 | | 15 | 52 | 33 | 39 |

Вулканизм Соммы и Везувия (фиг. 62)

| | | | | | | | | | |
|--|------|-----|------|------|--|----|----|----|----|
| Первоначальная Сомма | | | | | | | | | |
| Трахитоидная пемза | 20.8 | 1.9 | 9.5 | 67.8 | | 37 | 27 | 36 | 48 |
| Древняя Сомма | | | | | | | | | |
| Содалитовый фонолит (туф) | 24.1 | 1.5 | 7.1 | 67.3 | | 40 | 36 | 24 | 48 |
| Виксит, богатый полевошпатом | 16.0 | 6.9 | 14.0 | 63.1 | | 36 | 44 | 20 | 41 |
| Виксит (орвиетит) | 16.0 | 7.4 | 14.5 | 62.1 | | 42 | 38 | 20 | 45 |
| Биотитовый лейцитов. базальт | 14.1 | 5.7 | 18.2 | 62.0 | | 40 | 32 | 28 | 41 |
| Доисторическая молодая Сомма | | | | | | | | | |
| Викситовый фонолит (п мз) | 26.9 | 1.0 | 5.7 | 66.4 | | 43 | 17 | 40 | 62 |
| Виксит (выбросы) | 20.8 | 4.8 | 11.0 | 63.4 | | 45 | 24 | 31 | 43 |
| Лейцитовый базальт | 14.1 | 5.3 | 22.5 | 58.1 | | 29 | 43 | 28 | 39 |
| Оттаянит | 11.3 | 5.2 | 27.9 | 55.6 | | 23 | 43 | 34 | 38 |
| Оттаянит | 14.1 | 5.7 | 22.3 | 57.9 | | 30 | 46 | 24 | 37 |
| Оттаянит | 14.5 | 5.7 | 20.9 | 58.9 | | 33 | 41 | 26 | 38 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|-------------------------------|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| Историческая молодая Сомма | | | | | | | | | |
| Виконтовый фонолит (пемза) | 28.2 | 0.9 | 6.7 | 64.2 | | 40 | 14 | 46 | 51 |
| Виконтовый фонолит (пемза) | 26.2 | 3.1 | 5.7 | 65.0 | | 50 | 19 | 31 | 49 |
| Виконтоид | 23.7 | 2.8 | 10.8 | 62.7 | | 31 | 28 | 41 | 42 |
| Виконтоид | 21.7 | 3.7 | 12.2 | 62.4 | | 35 | 33 | 32 | 42 |
| Виконтоид (пемза) | 21.7 | 2.6 | 14.0 | 61.7 | | 32 | 24 | 24 | 44 |
| Лейцитовый тефрит | 15.3 | 4.7 | 23.3 | 56.7 | | 27 | 45 | 28 | 45 |
| Лейцитовый тефрит Везувий | 16.1 | 3.4 | 24.2 | 56.3 | | 27 | 33 | 40 | 36 |
| Оттаянит (выбросы) | 24.0 | 1.2 | 14.3 | 60.5 | | 32 | 23 | 45 | 41 |
| Оттаянит (выбросы) | 23.3 | 2.2 | 14.5 | 60.0 | | 33 | 22 | 45 | 50 |
| Везувит извержен. 1631 г. | 17.3 | 3.3 | 24.2 | 55.2 | | 32 | 34 | 34 | 35 |
| Везувит извержен. 1858 г. | 17.2 | 3.7 | 23.3 | 55.8 | | 37 | 31 | 32 | 35 |
| Везувит извержен. 1906 г. | 16.9 | 4.2 | 22.4 | 56.5 | | 38 | 30 | 32 | 38 |
| Везувит 1906 г. (шлак) | 16.7 | 4.4 | 22.5 | 56.4 | | 39 | 30 | 31 | 37 |
| Везувит 1914 г. | 15.1 | 3.8 | 26.3 | 54.8 | | 32 | 34 | 34 | 34 |
| Везувит 1929 г. | 15.9 | 5.9 | 22.0 | 56.2 | | 32 | 38 | 30 | 37 |

Четвертичный вулканизм Армении (фиг. 63)

| | | | | | | | | | |
|----------------------------------|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| Лавы типа А | | | | | | | | | |
| Андезито-базальт Кю- заджик | 12.0 | 6.0 | 17.0 | 65.0 | | 38 | 41 | 21 | 81 |
| Андезито-базальт Нор- Баязет | 11.4 | 5.5 | 19.5 | 63.6 | | 37 | 38 | 25 | 72 |
| Андезито-базальт Тот- машен | 11.9 | 6.6 | 20.9 | 60.6 | | 43 | 37 | 20 | 69 |
| Тефрито-базальт | 11.5 | 6.5 | 22.2 | 59.8 | | 38 | 42 | 20 | 79 |
| Лавы типа В | | | | | | | | | |
| Андезит Гассан Кенд (верх) | 13.3 | 4.0 | 13.3 | 69.4 | | 38 | 39 | 23 | 71 |
| Андезит Гассан Кенд (низ) | 12.8 | 6.0 | 16.8 | 64.4 | | 42 | 38 | 20 | 66 |
| Андезит Кюмбез | 12.4 | 5.3 | 15.7 | 66.6 | | 35 | 45 | 20 | 67 |
| Андезит Яных | 13.2 | 5.8 | 13.9 | 67.1 | | 43 | 43 | 14 | 69 |
| Андезит. Тип. С. Ко- духанг | 11.8 | 5.2 | 13.6 | 69.4 | | 39 | 44 | 17 | 71 |
| Андезито-базальт. Тип D | 13.2 | 4.9 | 17.9 | 64.0 | | 39 | 40 | 21 | 70 |
| Лавы типа Е | | | | | | | | | |
| Андезит. Гостунский пот. | 13.0 | 3.9 | 14.2 | 68.9 | | 38 | 37 | 25 | 68 |
| Андезит ок. Ала-Гель | 13.6 | 4.0 | 15.9 | 66.5 | | 36 | 42 | 22 | 69 |
| Андезит Ордаклю | 13.4 | 4.3 | 14.0 | 68.3 | | 50 | 27 | 23 | 69 |
| Вулканические туфы | | | | | | | | | |
| Красный туф. Алагез | 14.4 | 2.5 | 6.4 | 76.7 | 15 | 52 | 33 | | 68 |
| Черный туф. Карабурун. | 15.6 | 2.5 | 7.3 | 74.6 | | 51 | 23 | 16 | 59 |
| Красно-бурый туф. Кара- бурун | 12.9 | 4.4 | 7.1 | 75.6 | | 62 | 34 | 4 | 52 |
| Туф с. Такия | 12.7 | 2.2 | 7.0 | 78.1 | 23 | 41 | 36 | | 53 |
| Красный туф с. Та- кия | 16.1 | 1.7 | 5.7 | 76.5 | | 65 | 29 | 6 | 62 |
| Красно-черный туф Пи- раган | 17.2 | 2.1 | 6.5 | 74.2 | | 54 | 32 | 14 | 64 |
| Туф с. Адиаман | 13.8 | 4.2 | 8.0 | 74.0 | 3 | 67 | 30 | | 59 |
| Туф с. Тарыш | 15.6 | 2.8 | 6.8 | 74.8 | | 53 | 40 | 7 | 62 |
| Туф армянский | 16.2 | 1.3 | 8.4 | 74.1 | | 65 | 19 | 16 | 63 |
| Полосатый туф | 15.8 | 2.6 | 6.2 | 75.4 | 6 | 52 | 42 | | 71 |
| Туф Канакиргес | 12.3 | 4.1 | 9.2 | 74.4 | | 45 | 27 | 28 | 51 |
| Красный туф Ариндж | 15.0 | 3.4 | 6.7 | 74.9 | | 70 | 27 | 3 | 64 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|-----------------|---|---|---|---|----|----|----|----|---|
|-----------------|---|---|---|---|----|----|----|----|---|

Вулканические породы гор Матра и Мечек в Венгрии (фиг. 64)

| Горы Матра | | | | | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Риолит микрофельзитовый | 13.4 | 1.4 | 4.0 | 81.2 | 52.5 | 41.0 | 6.5 | | 51.5 |
| Риолит перлитовый | 13.0 | 1.7 | 3.7 | 81.6 | 54.5 | 38.2 | 7.3 | | 53.1 |
| Риолит стекловатый | 14.8 | 1.6 | 2.9 | 80.7 | 52.4 | 42.8 | 4.8 | | 55.0 |
| Риолит фельзитовый | 15.8 | 1.4 | 2.6 | 80.2 | 20.5 | 69.2 | 10.3 | | 56.8 |
| Риолит | 13.3 | 1.6 | 3.8 | 81.3 | 42.1 | 49.1 | 8.8 | | 52.5 |
| Риолит стекловатый | 11.6 | 2.9 | 5.1 | 80.4 | 50.7 | 36.0 | 13.3 | | 54.1 |
| Риолит | 11.7 | 2.7 | 4.6 | 81.0 | 38.8 | 44.8 | 16.4 | | 52.3 |
| Риолитовый туф | 12.8 | 3.5 | 4.3 | 79.4 | 53.9 | 28.6 | 17.5 | | 58.5 |
| Андезит пироксеновый | 9.6 | 9.3 | 11.6 | 69.5 | | 57.9 | 40.2 | 1.9 | 45.5 |
| Андезит пироксеновый | 11.3 | 6.7 | 13.6 | 68.4 | | 72.0 | 15.3 | 12.7 | 60.8 |
| (порода средняя между риолитом и трахитом) | | | | | | | | | |
| Андезит пироксеновый, содержащий кварц | 17.4 | 2.7 | 4.3 | 75.6 | | 67.8 | 6.8 | 25.4 | 72.0 |
| Андезит пироксеновый | 8.8 | 7.6 | 10.6 | 73.0 | 4.0 | 61.5 | 34.5 | | 64.5 |
| Андезит пироксеновый | 9.3 | 7.7 | 11.4 | 71.6 | | 64.3 | 31.9 | 3.8 | 70.2 |
| Андезит пироксеновый | 9.8 | 7.4 | 11.3 | 71.5 | | 66.9 | 29.3 | 3.8 | 76.5 |
| Андезит пироксеновый | 10.9 | 5.7 | 14.1 | 69.3 | | 44.4 | 37.1 | 18.5 | 63.3 |
| Андезит пироксеновый | 9.8 | 7.8 | 13.0 | 69.4 | | 51.6 | 41.8 | 6.6 | 71.0 |
| Андезит пироксеновый | 10.0 | 7.7 | 15.0 | 67.3 | | 53.9 | 30.1 | 16.0 | 69.6 |
| Андезит пироксеновый | 8.2 | 10.9 | 13.2 | 67.7 | | 53.1 | 38.0 | 8.9 | 69.6 |
| Андезит пироксеновый | 9.4 | 8.2 | 16.5 | 65.9 | | 47.6 | 39.4 | 13.0 | 75.8 |
| Андезит пироксеновый | 9.8 | 9.5 | 14.4 | 66.3 | | 45.9 | 28.3 | 25.8 | 74.2 |
| Андезит пироксеновый | 8.8 | 11.2 | 14.6 | 65.4 | | 51.8 | 40.5 | 7.7 | 76.3 |
| Андезит пироксеновый | 9.2 | 8.6 | 18.6 | 63.6 | | 49.0 | 38.6 | 12.4 | 79.7 |
| Андезит биотитово-роговообманковый | 10.6 | 8.0 | 14.9 | 66.5 | | 42.7 | 40.8 | 16.5 | 84.9 |
| Андезит биотитово-роговообманковый | 10.5 | 7.7 | 13.0 | 68.8 | | 40.9 | 44.9 | 14.2 | 73.2 |
| Горы Мечек | | | | | | | | | |
| Трахидолерит | 6.2 | 8.2 | 29.1 | 56.5 | | 51.8 | 31.1 | 17.1 | 92.9 |
| Трахидолерит | 4.4 | 4.8 | 40.2 | 50.6 | | 27.6 | 51.2 | 21.2 | 91.2 |
| Трахидолерит лимбургитоподобный | 6.8 | 4.4 | 37.5 | 51.3 | | 32.2 | 45.9 | 21.9 | 86.5 |
| Трахидолерит лимбургитоподобный | 9.4 | 5.0 | 33.5 | 52.1 | | 33.9 | 38.9 | 27.2 | 75.0 |
| Трахидолерит | 16.4 | 3.5 | 19.8 | 60.3 | | 55.8 | 25.2 | 19.0 | 83.2 |
| Трахидолерит | 17.0 | 4.3 | 20.7 | 58.0 | | 52.0 | 32.6 | 15.4 | 87.8 |
| Трахидолерит | 16.0 | 4.2 | 21.5 | 58.3 | | 53.7 | 22.3 | 24.0 | 85.6 |
| Трахидолерит | 19.4 | 3.7 | 14.8 | 62.1 | | 58.9 | 24.8 | 16.3 | 80.3 |
| Фонолит | 23.6 | 1.7 | 6.1 | 68.6 | | 90.7 | 2.3 | 7.0 | 68.8 |
| Фонолит | 27.3 | 2.0 | 3.5 | 67.2 | | 55.1 | 4.1 | 44.8 | 78.1 |
| Фонолит | 26.3 | 1.2 | 4.6 | 67.9 | | 59.7 | 10.4 | 29.9 | 71.4 |
| Фонолит | 27.1 | 0.8 | 4.1 | 68.0 | | 66.1 | 0 | 33.9 | 77.3 |
| Фонолит | 25.4 | 1.1 | 4.4 | 69.1 | | 90.4 | 4.8 | 4.8 | 74.7 |
| Амфиболовый андезит | 12.4 | 6.1 | 8.5 | 73.0 | | 51.7 | 43.7 | 1.6 | 73.6 |

Тип Пеле и Лассен-Пик (фиг. 65)

| Остров Мартиника | | | | | | | | | |
|------------------------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Базальт плагиоклазовый | 6.5 | 11.3 | 19.3 | 62.9 | 10.1 | 55.1 | 34.8 | | 76.7 |
| Базальт долеритовый | 4.2 | 12.6 | 25.2 | 58.0 | | 36.9 | 58.3 | 4.8 | 89.5 |
| Лабрадорит авгитовый | 7.2 | 7.3 | 22.3 | 63.2 | 16.7 | 48.1 | 35.2 | | 77.1 |
| Базальт кварцевый | 7.4 | 6.8 | 22.3 | 63.5 | | 24.2 | 55.4 | 20.4 | 77.1 |
| Андезит-лабрадорит | 7.2 | 9.8 | 13.3 | 69.7 | | 53.7 | 44.7 | 1.6 | 72.7 |
| Андезит-лабрадорит | 8.6 | 9.3 | 12.4 | 69.7 | | 59.5 | 37.9 | 2.6 | 82.5 |
| Андезит-лабрадорит | 7.7 | 8.7 | 15.0 | 68.6 | 12.8 | 39.7 | 47.5 | | 80.6 |
| Андезит-лабрадорит | 6.9 | 8.2 | 19.6 | 65.3 | 24.6 | 38.5 | 36.9 | | 78.8 |
| Андезит-лабрадорит | 9.6 | 7.5 | 16.0 | 66.9 | | 37.4 | 49.3 | 13.3 | 86.7 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|---|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|
| Вулкан Мон-Пеле | | | | | | | | | |
| Андезит гиперстеновый | 8.6 | 5.9 | 14.3 | 71.2 | 23.0 | 42.5 | 34.5 | | 71.4 |
| Андезит гиперстеновый | 8.4 | 7.3 | 14.2 | 70.1 | 22.2 | 41.5 | 36.3 | | 85.0 |
| Андезит гиперстеновый | 9.5 | 7.3 | 12.2 | 71.0 | 10.4 | 47.8 | 41.8 | | 75.6 |
| Андезит гиперстеновый | 11.4 | 7.5 | 7.0 | 74.1 | 15.2 | 60.6 | 24.2 | | 75.9 |
| Андезит гиперстеновый | 9.0 | 8.4 | 10.1 | 72.5 | | 56.4 | 41.5 | 2.1 | 81.0 |
| Андезит гиперстеновый | 8.6 | 7.6 | 11.9 | 71.9 | 14.3 | 50.0 | 35.7 | | 80.5 |
| Андезит гиперстеновый | 9.3 | 8.4 | 11.6 | 70.7 | | 48.6 | 50.5 | 0.9 | 83.7 |
| Андезит роговообманково-гиперстеновый | 9.4 | 7.7 | 8.7 | 74.2 | 4.9 | 55.6 | 39.5 | | 75.0 |
| Андезит роговообманково-гиперстеновый | 8.6 | 6.2 | 13.3 | 71.9 | 26.4 | 46.5 | 27.1 | | 83.3 |
| Андезит роговообманково-гиперстеновый | 9.2 | 8.7 | 9.9 | 72.2 | | 65.6 | 32.3 | 2.1 | 83.7 |
| Дациит | 8.0 | 5.9 | 15.6 | 70.5 | 73.4 | 31.6 | 25.0 | | 76.9 |
| Дациит | 8.1 | 8.5 | 11.4 | 72.0 | 9.4 | 46.7 | 43.9 | | 76.3 |
| Включение в даците | 3.2 | 9.4 | 28.5 | 58.9 | | 30.2 | 51.7 | 18.1 | 80.0 |
| Андезит гиперстеновый | 9.0 | 7.9 | 10.8 | 72.3 | 2.0 | 54.4 | 43.6 | | 80.9 |
| Диабаз (включение в лаве) | 5.8 | 9.7 | 16.4 | 68.1 | 18.3 | 45.1 | 136.6 | | 74.1 |
| Диабаз (включение в лаве) | 7.7 | 9.5 | 17.4 | 65.4 | 15.9 | 44.8 | 39.3 | | 86.1 |
| Амфиболовый норит (включение в лаве) | 6.6 | 11.2 | 16.7 | 65.5 | | 50.3 | 47.7 | 2.0 | 86.7 |
| Амфиболовый норит (включение в лаве) | 5.0 | 13.9 | 21.5 | 59.6 | | 43.2 | 44.7 | 12.1 | 86.4 |
| Норит (включение в лаве) | 3.6 | 14.6 | 22.4 | 59.4 | | 42.4 | 54.1 | 3.5 | 81.2 |
| Микронорит (включение в лаве) | 7.3 | 5.5 | 15.3 | 71.9 | 37.3 | 34.7 | 28.0 | | 80.6 |
| Микронорит кордиеритовый (включение в лаве) | 7.9 | 4.9 | 15.6 | 71.6 | 47.8 | 30.3 | 21.9 | | 74.4 |
| Андезит кордиеритовый (включение в лаве) | 5.5 | 5.3 | 20.4 | 68.8 | 51.5 | 30.1 | 18.4 | | 78.6 |
| Андезит кордиеритовый (включение в лаве) | 3.2 | 0 | 29.4 | 67.4 | 69.5 | 19.3 | 11.2 | | 16.7 |
| Лассе - Пик | | | | | | | | | |
| H | | | | | | | | | |
| Дациит | 13.5 | 3.5 | 5.3 | 77.7 | | 48.1 | 42.3 | 9.6 | 69.5 |
| Дациит (роговообманковый андезит) | 13.6 | 3.6 | 5.7 | 77.1 | 38.4 | 42.0 | 19.6 | | 82.1 |
| Дациит | 13.4 | 3.3 | 5.6 | 77.7 | | 49.1 | 38.2 | 12.7 | 70.0 |
| Дациит | 13.1 | 3.8 | 5.1 | 78.0 | 13.3 | 40.8 | 45.9 | | 66.9 |
| Андезит (выделение в даците) | 10.0 | 8.2 | 16.1 | 65.7 | | 38.8 | 46.7 | 14.5 | 84.2 |
| Дациит (выделение в даците) | 9.3 | 3.3 | 23.6 | 63.8 | 32.5 | 20.2 | 47.3 | | 67.7 |
| Андезит (выделение в даците) | 8.2 | 9.2 | 19.3 | 63.3 | | 39.1 | 44.7 | 16.2 | 81.6 |
| Андезит | 11.0 | 6.7 | 10.6 | 71.7 | | 48.0 | 45.5 | 6.5 | 76.9 |
| Андезит | 10.6 | 7.5 | 9.6 | 72.3 | | 48.1 | 43.8 | 8.1 | 81.0 |
| Андезит | 11.0 | 5.9 | 13.8 | 69.3 | | 38.2 | 48.1 | 13.7 | 72.4 |
| Андезит гиперстеновый (включение) | 7.8 | 8.8 | 20.5 | 62.9 | | 34.2 | 50.0 | 15.8 | 86.1 |
| Базальт | 9.3 | 8.0 | 19.7 | 63.0 | | 40.9 | 44.1 | 15.0 | 87.5 |
| Базальт | 8.0 | 8.6 | 15.7 | 67.7 | | 38.6 | 51.1 | 10.3 | 81.1 |
| Пемза пироксенового андезита | 12.4 | 5.2 | 8.3 | 74.0 | | 36.2 | 53.8 | 10.0 | 73.7 |
| Андезит пироксеновый стекловатый | 13.9 | 4.2 | 10.8 | 71.1 | | 36.5 | 45.2 | 18.3 | 79.1 |
| Базальт кварцевый | 9.0 | 7.8 | 16.8 | 66.4 | | 39.2 | 47.5 | 13.3 | 78.8 |
| Базальт кварцевый | 9.3 | 6.1 | 20.8 | 63.8 | | 26.3 | 61.1 | 12.6 | 83.9 |
| Базальт | 6.1 | 8.0 | 28.1 | 57.8 | | 27.7 | 50.7 | 21.6 | 93.0 |
| Базальт | 5.6 | 9.8 | 28.6 | 56.0 | | 31.2 | 54.7 | 14.1 | 92.2 |
| Базальт | 6.1 | 11.5 | 17.7 | 64.7 | | 59.1 | 35.2 | 5.7 | 85.5 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|--|-------|-----|------|-------|------|------|------|------|------|
| Тип Электрик-Пика (фиг. 66) | | | | | | | | | |
| Могильные горы (Сепьюлкр-Маунтинс) | | | | | | | | | |
| Андезит | 9.1 | 7.2 | 17.9 | 65.8 | | 40.0 | 48.8 | 11.2 | 72.1 |
| Андезит роговообманковый | 12.6 | 5.5 | 17.6 | 64.3 | | 48.5 | 42.0 | 9.5 | 73.8 |
| Андезит роговообманково-пироксеновый | 10.5 | 3.7 | 21.3 | 64.5 | | 36.7 | 43.3 | 20.0 | 63.4 |
| Андезит пироксеновый | 10.5 | 6.5 | 16.2 | 66.8 | | 38.3 | 51.3 | 10.4 | 72.0 |
| Андезит роговообманково-пироксеновый | 12.6 | 4.9 | 11.6 | 70.9 | | 45.5 | 36.6 | 17.9 | 72.1 |
| Андезит роговообманково-сланцевой | 12.0 | 4.1 | 10.9 | 73.0 | 31.5 | 37.0 | 31.5 | | 71.2 |
| Андезит роговообманково-сланцевой | 15.6 | 1.9 | 9.6 | 72.9 | | 38.9 | 51.6 | 9.5 | 75.3 |
| Дацит | 10.9 | 4.4 | 9.1 | 75.6 | 11.4 | 42.0 | 46.6 | | 73.6 |
| Дацит | 12.5 | 3.1 | 10.6 | 73.8 | 58.7 | 20.2 | 21.1 | | 73.4 |
| Дацит-порфир | 11.7 | 3.2 | 7.4 | 77.7 | 62.2 | 25.7 | 12.1 | | 67.2 |
| Горы Галатен | | | | | | | | | |
| Андезитовый порфир | 11.3 | 6.7 | 7.7 | 74.3 | | 68.5 | 30.1 | 1.4 | 81.5 |
| Дацит-порфир | 10.9 | 2.0 | 11.0 | 76.1 | | 19.5 | 7.9 | 72.6 | 83.9 |
| Дацит-порфир | 13.0 | 0.9 | 5.7 | 80.4 | 69.0 | 17.2 | 13.8 | | 71.2 |
| Керсантит | 9.9 | 3.5 | 28.3 | 58.3 | | 33.0 | 37.3 | 29.7 | 62.5 |
| Андезитовый порфир | 10.3 | 6.4 | 13.4 | 69.9 | | 51.6 | 40.6 | 7.8 | 77.5 |
| Андезитовый порфир роговообманково-сланцевой | 12.2 | 4.2 | 9.1 | 74.5 | 24.7 | 37.1 | 38.2 | | 80.0 |
| Андезитовый порфир роговообманково-сланцевой | 15.8 | 2.4 | 8.8 | 73.0 | 22.7 | 43.2 | 34.1 | | 78.5 |
| Андезитовый порфир роговообманково-сланцевой | 8.2 | 3.3 | 32.6 | 55.9 | | 26.7 | 51.6 | 21.7 | 60.0 |
| Шошонит (нижняя часть лакколита) | 15.3 | 3.6 | 19.7 | 61.4 | | 49.7 | 38.3 | 12.0 | 58.7 |
| Шошонит | 13.9 | 3.6 | 22.3 | 60.2 | | 44.0 | 42.3 | 13.7 | 58.8 |
| Дацитовый порфир | 13.3 | 3.0 | 5.5 | 78.2 | 25.9 | 72.2 | 1.9 | | 63.6 |
| Электрик-Пик | | | | | | | | | |
| Диорит | 8.0 | 5.1 | 24.7 | 62.2 | | 41.2 | 42.1 | 16.7 | 79.5 |
| Диорит | 9.5 | 6.4 | 19.5 | 64.6 | | 35.7 | 63.2 | 1.1 | 77.8 |
| Диорит | 10.7 | 4.1 | 20.5 | 64.7 | 19.8 | 30.7 | 49.5 | | 71.7 |
| Диорит | 14.0 | 3.4 | 16.3 | 66.1 | | 39.4 | 42.5 | 18.1 | 66.7 |
| Диорит | 11.85 | 4.3 | 12.9 | 70.95 | | 49.2 | 43.7 | 7.1 | 72.4 |
| Диорит | 12.7 | 4.6 | 8.8 | 73.8 | | 56.5 | 41.2 | 2.3 | 63.9 |
| Диорит | 12.5 | 4.5 | 8.9 | 74.1 | | 47.7 | 48.8 | 3.5 | 71.7 |
| Диорит | 13.0 | 4.6 | 7.6 | 74.8 | 16.4 | 50.7 | 32.9 | | 74.6 |
| Дацит порфиновый кварцево-сланцевой | 11.2 | 4.1 | 10.0 | 74.7 | 26.3 | 38.4 | 35.3 | | 67.3 |
| Диорит | 12.6 | 3.9 | 9.9 | 73.6 | 16.5 | 48.4 | 36.1 | | 71.0 |
| Диорит | 13.4 | 3.5 | 7.3 | 75.8 | 25.0 | 40.3 | 34.7 | | 75.8 |
| Диорит-порфирит кварцево-сланцевой | 13.4 | 3.5 | 4.4 | 78.7 | | 60.5 | 37.2 | 2.3 | 72. |
| Меллустонский парк (фиг. 67) | | | | | | | | | |
| Вулкан Крандалл | | | | | | | | | |
| Габбро-порфирит | 8.9 | 5.4 | 27.7 | 58.0 | | 27.7 | 53.2 | 19.1 | 67.4 |
| Базальт ортоклазовый | 10.7 | 7.0 | 21.0 | 61.3 | | 40.5 | 44.5 | 15.0 | 72.5 |
| Базальт | 11.9 | 5.3 | 22.5 | 60.3 | | 36.1 | 52.3 | 11.6 | 61.4 |
| Базальт порфиновый | 9.2 | 6.0 | 24.4 | 60.4 | | 31.8 | 49.8 | 18.4 | 70.5 |
| Габбро со слюдой | 12.3 | 6.1 | 19.1 | 62.5 | | 40.1 | 47.3 | 12.6 | 62.7 |
| Базальтово-андезитовое стекло | 13.2 | 6.8 | 14.0 | 66.0 | | 54.9 | 42.8 | 2.3 | 65.1 |
| Габбро-диорит | 13.4 | 5.8 | 15.6 | 65.2 | | 44.3 | 43.6 | 12.1 | 71.9 |
| Габбро-диорит | 14.0 | 5.5 | 14.2 | 66.3 | | 44.9 | 41.9 | 13.2 | 67.2 |
| Габбро-диоритовая фация | 14.9 | 5.9 | 11.4 | 67.8 | | 49.5 | 39.5 | 11.0 | 63.4 |
| Монзонит | 13.1 | 5.3 | 14.6 | 67.0 | | 43.6 | 42.8 | 13.6 | 66.7 |
| Диорит-порфирит пироксеновый | 13.8 | 5.7 | 12.9 | 67.6 | | 46.8 | 44.4 | 8.8 | 65.1 |
| Андезит-порфирит роговообманково-сланцевой | 13.2 | 4.3 | 12.1 | 70.4 | | 37.6 | 55.6 | 6.8 | 64.1 |
| Диорит кварцевый, мелкозернистый | 14.4 | 4.3 | 8.3 | 73.0 | | 50.0 | 33.8 | 16.2 | 70.0 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n | |
|------------------------------------|------|-----|------|------|------|-------|-------|------|------|------|
| Диорит кварцево-сланяной | 15.1 | 2.9 | 10.1 | 71.6 | | | 37.4 | 47.5 | 15.1 | 62.2 |
| Диорит-порфирит, кварцево-сланяной | 14.7 | 3.3 | 7.9 | 74.1 | | | 40.3 | 46.7 | 13.0 | 61.1 |
| Аплит | 14.4 | 1.5 | 5.3 | 78.8 | 37.3 | 37.7 | 24.6 | | | 52.8 |
| Абсарака-Рейндж | | | | | | | | | | |
| Брекчия | 14.1 | 2.5 | 14.5 | 68.9 | | | 36.1 | 41.0 | 22.9 | 77.1 |
| Брекчия (андезит) | 13.4 | 5.2 | 6.5 | 74.9 | 25.4 | 52.4 | 22.2 | | | 73.8 |
| Брекчия (дацит) | 13.5 | 3.1 | 7.1 | 76.3 | | 41.4 | 34.3 | 24.3 | | 69.7 |
| Риолит трахитовый (поток) | 13.8 | 2.2 | 8.6 | 75.4 | 35.5 | 47.1 | 16.4 | | | 69.1 |
| Абсарокит | 9.0 | 2.7 | 36.6 | 51.7 | | 21.95 | 56.95 | 21.1 | | 65.9 |
| Абсарокит | 10.4 | 3.1 | 32.5 | 54.0 | | 22.9 | 59.2 | 17.9 | | 47.6 |
| Абсарокит | 9.0 | 4.0 | 30.0 | 57.0 | | 23.4 | 54.1 | 22.5 | | 36.4 |
| Абсарокит | 9.6 | 3.2 | 29.5 | 57.7 | | 28.6 | 53.8 | 17.6 | | 44.7 |
| Абсарокит | 10.4 | 3.8 | 27.0 | 58.8 | | 26.15 | 51.15 | 22.7 | | 31.4 |
| Абсарокит | 11.4 | 3.7 | 25.7 | 59.2 | | 32.1 | 50.8 | 17.1 | | 46.4 |
| Шошонит | 13.6 | 5.3 | 20.1 | 61.0 | | 41.5 | 32.6 | 25.9 | | 62.5 |
| Шошонит | 13.2 | 5.6 | 19.1 | 62.1 | | 37.6 | 37.6 | 24.8 | | 57.8 |
| Шошонит | 13.2 | 5.3 | 18.0 | 63.5 | | 41.4 | 43.7 | 14.9 | | 56.3 |
| Шошонит | 12.4 | 6.0 | 17.6 | 64.0 | | 44.4 | 42.6 | 13.0 | | 58.3 |
| Шошонит | 12.9 | 6.1 | 16.6 | 64.3 | | 45.0 | 38.1 | 16.9 | | 56.5 |
| Шошонит | 14.8 | 4.5 | 15.7 | 65.0 | | 38.1 | 47.4 | 14.5 | | 59.7 |
| Шошонит | | 5.6 | 12.2 | 67.8 | 16.9 | 45.8 | 37.3 | | | 52.9 |
| Шошонит | 13.5 | 6.4 | 12.1 | 68.0 | | 58.3 | 36.5 | 5.2 | | 60.9 |
| Базальт роговообманковый | 12.6 | 4.6 | 21.9 | 60.9 | | 40.7 | 42.6 | 16.7 | | 62.9 |
| Банакит | 16.7 | 3.3 | 17.8 | 62.2 | | 42.8 | 40.6 | 16.6 | | 53.7 |
| Банакит | 16.8 | 3.2 | 16.6 | 63.4 | | 43.3 | 39.6 | 17.1 | | 53.0 |
| Банакит | 16.5 | 4.8 | 15.6 | 63.1 | | 46.4 | 34.4 | 19.2 | | 57.5 |
| Банакит | 18.9 | 3.8 | 13.6 | 63.7 | | 47.4 | 35.3 | 17.3 | | 54.8 |
| Банакит лейцитовый | 17.5 | 5.3 | 12.4 | 64.8 | | 51.3 | 42.0 | 6.7 | | 57.1 |
| Банакит лейцитовый | 16.8 | 6.3 | 13.2 | 63.7 | 6.3 | 58.3 | 35.4 | | | 61.7 |
| Банакит кварцевый | 18.2 | 3.7 | 9.6 | 68.5 | | 53.2 | 38.3 | 8.5 | | 55.1 |
| Банакит кварцевый | 18.6 | 2.4 | 8.1 | 70.9 | | 50.0 | 25.0 | 25.0 | | 54.3 |
| Базальт | 10.6 | 6.1 | 21.5 | 61.8 | | 36.0 | 42.8 | 21.2 | | 64.7 |
| Иеллоустонский парк | | | | | | | | | | |
| Риолит | 15.3 | 1.0 | 4.8 | 78.9 | | 77.1 | 8.3 | 14.6 | | 59.7 |
| Риолит | 14.1 | 1.4 | 5.3 | 79.2 | | 58.5 | 18.9 | 22.6 | | 68.6 |
| Риолит | 12.8 | 2.0 | 4.5 | 80.7 | | 54.5 | 36.4 | 9.1 | | 74.6 |
| Риолит | 14.2 | 1.2 | 1.5 | 83.1 | | 65.7 | 26.7 | 6.6 | | 44.3 |
| Обсидиан | 13.9 | 0.9 | 3.4 | 81.8 | 52.9 | 38.2 | 8.9 | | | 60.0 |
| Риолит | 12.4 | 0.8 | 5.4 | 81.4 | 65.5 | 32.7 | 1.8 | | | 63.5 |
| Обсидиан | 12.9 | 1.3 | 2.9 | 82.9 | 20.7 | 62.1 | 17.2 | | | 54.7 |
| Риолит | 14.0 | 1.1 | 2.5 | 82.4 | 32.0 | 64.0 | 4.0 | | | 71.4 |
| Обсидиан красный | 13.2 | 0.9 | 4.7 | 81.2 | 63.8 | 31.9 | 4.3 | | | 61.2 |
| Обсидиан | 11.5 | 1.0 | 4.9 | 82.6 | 44.9 | 44.9 | 10.2 | | | 58.6 |
| Базальт | 7.8 | 8.6 | 25.2 | 58.4 | | 31.4 | 46.4 | 22.2 | | 89.2 |
| Базальт железистый | 7.8 | 8.9 | 24.2 | 59.1 | | 32.3 | 50.2 | 17.5 | | 89.2 |
| Базальт | 7.6 | 6.2 | 27.5 | 58.7 | | 35.3 | 49.8 | 14.9 | | 63.9 |

Типы Розита Хилс и Ортиз-Маунтинс (фиг. 68)

| Розита-Хилс | | | | | | | | | | |
|------------------------|------|-----|------|------|------|------|------|------|--|------|
| Риолит | 13.2 | 0.6 | 4.0 | 82.2 | 80.0 | 12.5 | 7.5 | | | 28.3 |
| Пехштейн | 13.5 | 0.7 | 3.8 | 82.0 | 68.4 | 23.7 | 7.9 | | | 45.6 |
| Пехштейн | 7.3 | 3.2 | 8.0 | 81.5 | 75.0 | 17.5 | 7.5 | | | 48.6 |
| Риолит | 16.0 | 0.3 | 0.9 | 81.8 | 22.2 | 55.6 | 22.2 | | | 26.3 |
| Пехштейн | 14.3 | 0.8 | 2.9 | 82.0 | 55.2 | 34.5 | 10.3 | | | 58.3 |
| Риолит | 14.9 | 1.9 | 4.1 | 79.1 | 29.3 | 46.3 | 24.4 | | | 51.4 |
| Дацит (сланяной дацит) | 17.2 | 2.0 | 4.9 | 75.9 | 44.9 | 42.9 | 12.2 | | | 62.8 |
| Дацит | 15.9 | 3.6 | 4.2 | 76.3 | 24.4 | 56.1 | 19.5 | | | 66.7 |
| Трахит | 19.8 | 1.2 | 4.9 | 74.1 | 44.9 | 40.8 | 14.3 | | | 57.0 |
| Диорит авгитовый | 15.5 | 5.1 | 20.4 | 59.0 | | 41.1 | 30.0 | 28.9 | | 65.3 |
| Перидотит | 3.9 | 3.4 | 47.6 | 45.1 | | 22.2 | 77.2 | 0.6 | | 73.7 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | j' | m' | c' | n |
|------------------------------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|
| Диорит авгитовый | 18.8 | 4.7 | 12.5 | 64.0 | | 47.9 | 32.2 | 19.9 | 63.7 |
| Андезит (Bunkerandesit) | 17.1 | 4.3 | 11.1 | 67.5 | | 52.8 | 37.0 | 10.2 | 66.3 |
| Андезит (Pringleandesit) | 15.9 | 4.2 | 8.9 | 71.0 | | 51.2 | 31.4 | 17.4 | 62.3 |
| Андезит (Pringleandesit) | 19.5 | 2.8 | 4.5 | 73.2 | | 72.7 | 25.0 | 2.3 | 65.6 |
| Трахит (жила) | 21.1 | 1.9 | 2.2 | 74.8 | 18.2 | 68.2 | 13.6 | | 64.0 |
| Орtiz Маунтинс | | | | | | | | | |
| Дацит | 14.5 | 4.8 | 6.8 | 73.9 | | 56.0 | 36.4 | 7.6 | 77.1 |
| Дацит | 13.8 | 5.5 | 7.1 | 73.6 | | 61.8 | 33.8 | 4.4 | 77.3 |
| Дацит | 15.7 | 3.5 | 7.4 | 73.4 | | 52.8 | 29.2 | 18.0 | 67.5 |
| Дацит | 15.7 | 4.2 | 7.6 | 72.5 | | 51.3 | 31.1 | 17.6 | 68.4 |
| Диорит | 11.0 | 7.2 | 14.9 | 66.9 | | 46.8 | 38.3 | 14.9 | 71.2 |
| Диорит | 13.5 | 6.7 | 14.1 | 65.7 | | 40.3 | 38.0 | 21.7 | 75.0 |
| Диорит | 18.0 | 4.5 | 8.7 | 68.8 | | 52.4 | 25.0 | 22.6 | 69.0 |
| Монзонит | 18.0 | 5.3 | 10.0 | 66.7 | | 49.5 | 29.5 | 21.0 | 62.8 |
| Диорит | 17.9 | 4.3 | 16.5 | 61.3 | | 40.6 | 26.9 | 32.5 | 66.7 |
| Диорит-эссексит (лаур-викит) | 19.7 | 4.9 | 13.1 | 62.3 | | 38.9 | 32.5 | 28.6 | 63.2 |
| Базальт (андезит) | 7.6 | 6.2 | 28.1 | 58.1 | | 28.7 | 46.0 | 25.3 | 91.7 |

Эффузивы Сьерра-Невады (фиг. 69)

| Озеро Моно | | | | | | | | | |
|--|------|-----|------|------|------|-------|------|------|-------|
| Риолит | 16.2 | 1.0 | 0.2 | 82.6 | | 0 | 50.0 | 50.0 | 61.25 |
| Риолитовый обсидиан | 14.9 | 0.5 | 2.2 | 82.4 | | 59.1 | 22.7 | 18.2 | 51.8 |
| Биолит, пемза | 17.3 | 2.0 | 3.7 | 77.0 | | 63.9 | 36.1 | 0 | 60.0 |
| Базальт оливинный (Дарданелл) | 6.8 | 8.2 | 25.5 | 59.5 | | 39.4 | 49.0 | 11.6 | 84.4 |
| Базальт (р. Сан Джоакин) | 11.0 | 4.7 | 25.0 | 59.3 | | 24.1 | 58.9 | 17.0 | 66.0 |
| Латит пехштейн (Гриз-войд Крик) | 13.9 | 2.5 | 5.6 | 78.0 | | 52.7 | 10.9 | 36.4 | 43.5 |
| Латит биотитово-авгитовый «Клеверные луга» | 16.2 | 3.8 | 6.4 | 73.6 | | 67.8 | 29.0 | 3.2 | 58.2 |
| Латит авгитовый | 15.8 | 3.5 | 10.5 | 70.2 | | 53.9 | 30.4 | 15.7 | 53.2 |
| Латит авгитовый | 12.5 | 5.3 | 14.9 | 67.3 | | 39.9 | 40.5 | 19.6 | 58.35 |
| Латит авгитовый | 12.3 | 5.3 | 16.4 | 66.0 | | 42.0 | 40.1 | 17.9 | 45.8 |
| Риолит (Буэна Виста) | 11.6 | 0.8 | 5.0 | 82.6 | 74.5 | 17.65 | 7.85 | | 35.6 |
| Сьерра Каунти | | | | | | | | | |
| Андезит гип ерстеновый | 11.1 | 5.5 | 6.9 | 76.5 | | 45.5 | 48.5 | 6.0 | 77.4 |
| Андезит | 10.2 | 5.6 | 16.0 | 68.2 | | 33.3 | 48.4 | 18.3 | 75.5 |
| Андезит | 10.5 | 6.9 | 12.9 | 69.7 | | 42.3 | 48.0 | 9.7 | 74.0 |
| Андезит гипертеновый (Бьюте) | 9.8 | 7.9 | 17.3 | 65.0 | | 41.4 | 46.3 | 12.3 | 84.8 |
| Техама Каунти | | | | | | | | | |
| Риолит | 12.2 | 0.9 | 5.6 | 81.3 | 70.2 | 24.55 | 5.25 | | 48.4 |
| Риолит | 12.7 | 1.3 | 5.2 | 80.8 | 61.5 | 28.9 | 9.6 | | 53.1 |
| Риолит | 13.9 | 1.5 | 2.3 | 82.3 | 26.1 | 56.5 | 17.4 | | 53.6 |
| Андезит | 10.9 | 5.8 | 10.9 | 72.4 | | 42.3 | 47.1 | 10.6 | 78.8 |
| Андезит | 10.2 | 7.6 | 13.4 | 68.8 | | 45.2 | 44.5 | 10.3 | 81.25 |
| Андезит | 9.8 | 8.3 | 14.4 | 67.5 | | 44.4 | 48.9 | 6.7 | 80.4 |
| Плюмас Каунти | | | | | | | | | |
| Риолит | 11.2 | 0.1 | 8.9 | 79.8 | 77.4 | 18.3 | 4.3 | | 55.2 |
| Риолит | 13.8 | 2.3 | 3.2 | 80.7 | 25.8 | 48.4 | 25.8 | | 60.3 |
| Риолит | 14.8 | 1.2 | 2.7 | 81.3 | 59.3 | 33.3 | 7.4 | | 43.2 |
| Андезит с роговой обманкой | 9.7 | 7.1 | 11.8 | 71.4 | | 46.9 | 48.6 | 4.5 | 78.3 |
| Горы Ингаллс | | | | | | | | | |
| Андезит | 11.3 | 7.5 | 11.4 | 69.8 | | 50.5 | 42.0 | 7.5 | 73.6 |
| Базальт | 9.8 | 5.3 | 23.6 | 61.3 | | 50.9 | 31.0 | 18.1 | 68.1 |
| Базальт | 8.6 | 7.9 | 21.0 | 62.5 | | 31.6 | 45.4 | 23.0 | 75.0 |
| Базальт | 7.7 | 7.3 | 23.3 | 61.2 | | 34.4 | 44.2 | 21.4 | 80.6 |
| Франклин-Хилл и окрестности | | | | | | | | | |
| Андезит | 9.6 | 7.8 | 15.5 | 67.1 | | 43.5 | 46.2 | 10.3 | 77.8 |
| Базальт оливинный | 6.8 | 8.5 | 25.1 | 59.6 | | 33.2 | 49.4 | 17.4 | 81.3 |
| Андезит пироксеновый | 8.1 | 8.0 | 19.1 | 64.8 | | 30.7 | 53.1 | 16.2 | 84.2 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|--|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|
| Шаста Каунти | | | | | | | | | |
| Риолит | 13.7 | 1.3 | 2.9 | 82.1 | 34.5 | 48.3 | 17.2 | | 52.9 |
| Дацит | 12.1 | 5.6 | 8.0 | 74.3 | | 51.3 | 40.8 | 7.9 | 75.9 |
| Андезит гиперстеновый | 41.3 | 6.5 | 14.7 | 67.5 | | 41.7 | 41.0 | 17.3 | 76.0 |
| Дацит | 14.1 | 3.6 | 3.2 | 79.1 | | 90.4 | 6.4 | 3.2 | |
| Дацитовый порфир | 15.0 | 3.8 | 5.2 | 76.0 | 23.5 | 45.1 | 31.4 | | 76.7 |
| Синдер Кон | | | | | | | | | |
| Базальт кварцевый | 9.9 | 5.9 | 21.7 | 62.5 | | 29.1 | 56.3 | 14.6 | 78.7 |
| Базальт кварцевый | 9.3 | 6.5 | 20.3 | 63.9 | | 29.7 | 55.7 | 14.6 | 77.3 |
| Базальт кварцевый | 8.1 | 6.4 | 25.1 | 60.4 | | 26.1 | 57.4 | 16.5 | 79.0 |
| Белая пемза | 11.2 | 1.8 | 0.9 | 86.1 | | 77.8 | 11.1 | 11.1 | 81.8 |
| Гора Шаста | | | | | | | | | |
| Дацит-порфир | 11.8 | 5.0 | 9.0 | 74.2 | 36.4 | 35.2 | 28.4 | | 78.9 |
| Андезит | 11.0 | 6.4 | 13.2 | 69.4 | | 40.1 | 45.7 | 14.2 | 83.1 |
| Андезит | 10.4 | 5.9 | 11.1 | 72.6 | | 43.9 | 41.1 | 15.0 | 68.0 |
| Базальт | 10.2 | 6.9 | 22.0 | 60.9 | | 39.3 | 44.1 | 16.6 | 73.5 |
| Андезит роговообманко- вый | 11.5 | 6.2 | 8.1 | 74.2 | 28.2 | 37.2 | 34.6 | | 85.5 |
| Андезит роговообманко- вый | 10.6 | 6.2 | 12.0 | 71.2 | | 35.1 | 52.6 | 12.3 | 82.0 |
| Андезит роговообманко- вый | 13.3 | 5.4 | 10.0 | 71.3 | | 42.1 | 45.3 | 12.6 | 71.4 |
| Андезит гиперстеновый | 12.3 | 6.2 | 7.3 | 74.2 | | 44.9 | 55.1 | 0 | 84.5 |
| Андезит гиперстеновый | 12.3 | 4.6 | 5.6 | 77.5 | 3.7 | 55.6 | 40.7 | | 69.5 |
| Андезито-базальт | 10.4 | 7.4 | 19.0 | 63.2 | | 38.2 | 46.6 | 15.2 | 89.8 |
| Базальт | 6.7 | 9.5 | 27.4 | 56.4 | | 37.7 | 52.4 | 9.9 | 93.5 |
| Базальт роговообманко- вый | 6.2 | 9.5 | 30.2 | 54.1 | | 38.1 | 49.1 | 12.8 | 76.0 |
| Андезит | 10.4 | 6.7 | 10.6 | 72.3 | | 35.0 | 59.0 | 6.0 | 83.7 |
| Кратерное озеро | | | | | | | | | |
| Дацит гиперстеновый | 15.0 | 1.9 | 2.8 | 80.3 | | 70.4 | 29.6 | 0 | 73.0 |
| Дацит гиперстеновый | 14.9 | 2.4 | 3.7 | 79.0 | | 66.7 | 27.8 | 5.5 | 74.0 |
| Андезит гиперстеновый | 10.6 | 7.0 | 13.3 | 69.1 | | 41.3 | 47.6 | 11.1 | 82.0 |
| Базальт темный (выделе- ние в даците) | 10.8 | 7.2 | 14.3 | 67.7 | | 39.2 | 48.1 | 12.6 | 82.4 |
| Дацит гиперстеновый | 14.9 | 2.5 | 3.9 | 78.7 | | 63.1 | 31.6 | 5.3 | 75.3 |
| Дацит гиперстеновый | 14.9 | 2.9 | 4.9 | 77.3 | | 56.2 | 35.5 | 8.3 | 75.3 |
| Дацит гиперстеновый светлый (выделение в даците) | 13.2 | 3.9 | 5.7 | 77.2 | | 54.7 | 41.7 | 3.6 | 75.0 |
| Андезит гиперстеновый | 11.2 | 6.5 | 12.7 | 69.6 | | 41.7 | 48.3 | 10.0 | 83.0 |
| Андезит гиперстеновый | 9.6 | 8.1 | 14.6 | 67.7 | | 41.2 | 51.4 | 7.4 | 88.9 |
| Андезит гиперстеновый | 11.5 | 7.0 | 11.7 | 69.8 | | 45.4 | 47.3 | 7.3 | 83.3 |
| Андезит гиперстеновый | 11.5 | 5.6 | 11.4 | 71.5 | | 41.7 | 47.2 | 11.1 | 78.2 |
| Андезит гиперстеновый | 11.8 | 6.2 | 10.4 | 71.6 | | 44.9 | 46.9 | 8.2 | 82.1 |
| Орегон | | | | | | | | | |
| Базальт гиперстеновый | 10.3 | 7.5 | 12.9 | 69.3 | | 43.0 | 4.1 | 9.9 | 81.3 |
| Базальт гиперстеновый | 9.6 | 6.4 | 22.6 | 61.4 | | 30.2 | 52.6 | 17.2 | 80.4 |
| Базальт гиперстеновый | 10.1 | 7.9 | 15.0 | 67.0 | | 39.6 | 51.1 | 9.3 | 87.2 |
| Базальт гиперстеновый | 9.5 | 9.1 | 15.4 | 66.0 | | 40.5 | 51.8 | 7.7 | 63.6 |
| Базальт гиперстеновый | 5.5 | 10.2 | 17.8 | 66.5 | 2.5 | 48.75 | 48.75 | | 88.0 |
| Дацитовый порфир | 13.4 | 3.6 | 3.1 | 79.9 | | 60.0 | 26.7 | 13.3 | 80.0 |
| Андезит авгитовый | 4.1 | 8.5 | 28.6 | 58.8 | | 27.0 | 56.9 | 16.1 | 79.0 |
| Базальт | 8.6 | 5.4 | 22.1 | 63.9 | | 46.9 | 33.2 | 19.9 | 78.0 |
| Базальт | 8.5 | 4.5 | 22.5 | 64.5 | | 60.7 | 20.8 | 18.5 | 75.6 |
| Андезит | 11.4 | 6.6 | 8.6 | 73.4 | | 48.2 | 50.6 | 1.2 | 74.1 |
| Андезит | 11.0 | 5.9 | 12.3 | 70.8 | | 51.7 | 30.2 | 18.1 | 78.8 |

Тип Сан-Франциско (фиг. 70)

| | | | | | | | | | |
|--|------|-----|-----|------|------|------|------|------|------|
| Риолит биотитовый | 15.7 | 0.7 | 1.2 | 82.4 | 16.7 | 75.0 | 8.3 | | 56.4 |
| Гранит-порфир биотито- вый, натриевый | 15.9 | 0.8 | 2.1 | 81.2 | 9.5 | 71.4 | 19.1 | | 64.6 |
| Риолит биотитовый (нат- риевый) | 16.7 | 0 | 2.8 | 80.5 | | 39.3 | 14.3 | 10.7 | 35.7 |
| Гранит-порфир рибекито- вый (натриевый) | 16.4 | 1.4 | 1.2 | 81.0 | | 75.0 | 16.7 | 8.3 | 65.8 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|-------------------------------------|------|-----|------|------|-------|------|-------|------|------|
| Риолит рибекитовый (натриевый) | 16.8 | 1.4 | 1.0 | 80.8 | | 90.0 | 0 | 10.0 | 64.3 |
| Дацит биотитовый | 14.7 | 2.0 | 6.2 | 77.1 | 19.35 | 61.3 | 19.35 | | 64.4 |
| Дацит роговообманковый | 14.0 | 3.7 | 6.0 | 76.3 | 13.8 | 50.0 | 36.2 | | 75.0 |
| Дацит роговообманково-гиперстеновый | 14.4 | 3.1 | 7.7 | 74.8 | 26.3 | 55.3 | 18.4 | | 69.0 |
| Дацит биотитовый | 15.8 | 2.4 | 5.9 | 75.9 | 20.3 | 64.4 | 15.3 | | 69.2 |
| Дацит биотитово-роговообманковый | 14.7 | 3.3 | 6.4 | 75.6 | 9.5 | 66.7 | 23.8 | | 66.7 |
| Дацит роговообманковый | 14.5 | 3.4 | 6.9 | 75.2 | | 50.8 | 35.8 | 13.4 | 70.4 |
| Дацит пироксеновый | 13.5 | 4.9 | 9.1 | 72.5 | | 53.4 | 45.5 | 1.1 | 66.2 |
| Дацит гиперстеновый | 16.2 | 3.1 | 6.6 | 74.1 | | 66.1 | 23.1 | 10.8 | 69.6 |
| Дацит роговообманковый | 14.2 | 3.9 | 10.0 | 71.9 | | 56.7 | 36.1 | 7.2 | 66.7 |
| Дацит гиперстеновый | 12.9 | 5.1 | 11.2 | 70.8 | | 50.5 | 45.8 | 3.7 | 66.1 |
| Латит пироксеново-роговообманковый | 14.4 | 4.4 | 10.7 | 70.5 | | 58.7 | 34.6 | 6.7 | 70.0 |
| Латит пироксеновый | 14.3 | 4.6 | 10.2 | 70.9 | | 43.9 | 41.8 | 14.3 | 78.3 |
| Андезит авгитовый | 12.5 | 5.4 | 14.0 | 68.1 | | 54.5 | 35.1 | 10.4 | 75.0 |
| Андезит авгитовый | 11.8 | 5.1 | 17.0 | 66.1 | | 44.2 | 41.7 | 14.1 | 73.7 |
| Андезито-базальт роговообманковый | 11.1 | 4.9 | 22.2 | 61.8 | | 33.0 | 48.4 | 18.6 | 85.2 |
| Базальт авгитовый | 6.6 | 7.4 | 28.1 | 57.9 | | 37.4 | 46.4 | 16.2 | 83.9 |
| Андезито-базальт авгитовый | 12.5 | 7.0 | 20.7 | 59.8 | | 45.0 | 41.4 | 13.6 | 80.0 |
| Базальт авгитовый | 6.6 | 7.7 | 30.2 | 55.5 | | 34.5 | 48.6 | 16.9 | 83.9 |
| Базальт | 6.7 | 7.0 | 30.4 | 55.9 | | 33.3 | 41.3 | 25.4 | 87.5 |

Вулкан Авача, Камчатка (фиг. 71)

| Сомма Авачи | | | | | | | | | |
|--------------------------|------|------|------|------|---|----|----|----|----|
| Андезит | 7.3 | 9.4 | 18.4 | 64.9 | | 43 | 45 | 12 | 88 |
| Светлый андезит | 7.9 | 10.2 | 16.7 | 65.2 | | 51 | 37 | 12 | 87 |
| Андезит | 8.5 | 9.7 | 15.7 | 66.1 | 9 | 38 | 53 | — | 83 |
| Пористый андезит | 7.0 | 8.4 | 18.4 | 66.2 | | 42 | 44 | 14 | 86 |
| Андезит | 8.1 | 7.4 | 20.4 | 64.1 | | 40 | 42 | 18 | 88 |
| Андезито-базальт | 7.8 | 8.2 | 20.3 | 63.7 | | 41 | 44 | 15 | 84 |
| Андезит | 8.2 | 8.0 | 17.8 | 66.0 | | 44 | 43 | 13 | 90 |
| Андезито-дацит | 8.8 | 7.9 | 13.4 | 69.9 | | 46 | 44 | 10 | 89 |
| Базальт | 5.8 | 7.9 | 28.2 | 58.1 | | 31 | 55 | 14 | 91 |
| Базальт | 4.9 | 8.9 | 27.1 | 59.1 | | 30 | 59 | 11 | 83 |
| Базальт | 5.9 | 7.2 | 28.8 | 58.1 | | 28 | 55 | 17 | 89 |
| Базальт | 6.3 | 8.1 | 25.2 | 60.4 | | 33 | 51 | 16 | 85 |
| Андезит | 8.5 | 10.9 | 11.0 | 69.6 | | 58 | 39 | 3 | 86 |
| Экструзии и пемза | | | | | | | | | |
| Андезит | 10.0 | 7.5 | 16.1 | 66.4 | | 42 | 42 | 16 | 91 |
| Андезито-дацит | 10.2 | 8.1 | 11.0 | 70.7 | | 56 | 39 | 5 | 87 |
| Андезито-дацит | 8.5 | 8.3 | 14.2 | 69.0 | | 45 | 46 | 9 | 92 |
| Андезито-дацит | 10.3 | 9.3 | 10.0 | 70.4 | | 58 | 34 | 8 | 91 |
| Дацит | 10.3 | 7.5 | 7.8 | 74.4 | | 62 | 29 | 9 | 83 |
| Дацит | 10.6 | 7.3 | 6.6 | 75.5 | | 60 | 40 | 0 | 87 |
| Андезито-дацит | 9.3 | 8.4 | 11.8 | 70.5 | | 54 | 42 | 4 | 89 |
| Пемза | 7.9 | 8.1 | 13.4 | 70.6 | | 48 | 38 | 14 | 82 |
| Трахитовидный дацит | 11.2 | 6.6 | 7.7 | 74.5 | | 57 | 31 | 12 | 86 |
| Дацит | 9.9 | 7.4 | 6.7 | 76.0 | | 62 | 38 | 0 | 86 |
| Лавы современного конуса | | | | | | | | | |
| Андезито | 6.9 | 9.7 | 16.6 | 66.8 | | 47 | 44 | 9 | 88 |
| Андезито-базальт | 8.1 | 8.3 | 19.5 | 64.1 | | 38 | 46 | 16 | 88 |
| Андезит | 6.4 | 8.5 | 19.1 | 65.8 | | 41 | 46 | 13 | 85 |
| Андезит | 5.7 | 10.0 | 18.9 | 65.4 | | 41 | 49 | 10 | 92 |
| Андезито-базальт | 8.4 | 8.2 | 19.1 | 64.3 | | 41 | 42 | 17 | 87 |
| Андезит | 8.3 | 8.3 | 18.5 | 64.9 | | 42 | 43 | 15 | 90 |
| Андезит | 7.8 | 8.8 | 18.0 | 65.4 | | 44 | 43 | 13 | 87 |
| Андезит | 7.5 | 8.6 | 19.4 | 64.5 | | 41 | 45 | 14 | 89 |
| Андезит | 7.4 | 10.4 | 15.2 | 67.0 | | 51 | 45 | 4 | 87 |
| Андезит | 7.9 | 11.3 | 12.4 | 68.4 | | 50 | 46 | 4 | 83 |
| Андезит | 8.6 | 8.6 | 17.0 | 65.8 | | 42 | 43 | 15 | 87 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|--|-------|-----|-------|------|------|------|------|------|------|
| Действующие вулканы северной группы на Камчатке (фиг. 72) | | | | | | | | | |
| Шивелуч | | | | | | | | | |
| Андезит роговообм. I фаза | 11.3 | 5.5 | 13.3 | 69.9 | | 36 | 49 | 15 | 81 |
| Андезито-базальт I фаза | 10.1 | 6.0 | 19.0 | 64.9 | | 34 | 47 | 19 | 81 |
| Андезит I фаза | 10.7 | 6.1 | 12.9 | 70.3 | | 37 | 50 | 13 | 81 |
| Андезит II фаза | 10.6 | 6.3 | 16.3 | 66.8 | | 39 | 43 | 18 | 80 |
| Базальт » » | 9.8 | 6.7 | 19.8 | 63.7 | | 38 | 44 | 18 | 82 |
| Пемза III фаза | 11.7 | 5.0 | 13.3 | 70.0 | | 37 | 46 | 17 | 81 |
| Андезит роговообм. паразит | 10.6 | 4.9 | 17.5 | 67.0 | | 31 | 51 | 18 | 82 |
| Ключевская сопка | | | | | | | | | |
| Лава главного крат. 1937 | 9.4 | 7.1 | 19.5 | 64.0 | | 41 | 46 | 13 | 81 |
| Главн. крат. песок | 8.8 | 8.1 | 20.1 | 63.0 | | 44 | 43 | 13 | 85 |
| Главн. крат. лапилли | 9.4 | 7.7 | 19.5 | 63.4 | | 40 | 45 | 15 | 77 |
| Лава паразита 1800 м. | 8.7 | 6.5 | 26.6 | 58.7 | | 38 | 46 | 16 | 81 |
| Лава паразита 1160 м. | 7.8 | 7.2 | 23.9 | 61.1 | | 38 | 47 | 15 | 72 |
| Лава паразита 1000 м. | 7.4 | 5.7 | 26.8 | 60.1 | | 40 | 40 | 20 | 76 |
| Лава паразита 900 м. | 7.0 | 6.6 | 26.1 | 60.3 | | 31 | 52 | 17 | 76 |
| | 8.4 | 7.3 | 25.4 | 58.9 | | 33 | 45 | 22 | 77 |
| Лава паразита 500 м. | 5.3 | 7.1 | 30.1 | 57.5 | | 29 | 52 | 19 | 80 |
| Лава паразита 2-й 500 м. | 6.1 | 6.3 | 29.4 | 58.2 | | 27 | 55 | 18 | 85 |
| Прежние потоки Ключевской сопки | | | | | | | | | |
| 1-й | 8.0 | 6.9 | 24.3 | 60.8 | | 35 | 44 | 21 | 81 |
| 2-й | 8.4 | 6.9 | 23.4 | 61.3 | | 36 | 36 | 28 | 76 |
| 3-й | 6.9 | 6.9 | 26.8 | 59.4 | | 33 | 45 | 22 | 82 |
| 4-й | 10.4 | 6.6 | 20.2 | 62.8 | | 48 | 29 | 23 | 74 |
| Толбачик | | | | | | | | | |
| Базальт | 5.5 | 4.8 | 25.8 | 64.0 | | 44 | 34 | 22 | 66 |
| Базальт | 9.3 | 7.4 | 20.8 | 62.5 | | 45 | 37 | 19 | 64 |
| Базальт | 9.6 | 9.1 | 19.5 | 61.8 | | 46 | 52 | 2 | 71 |
| Тип Марос-Хайвуд (фиг. 73) | | | | | | | | | |
| Пик Марос (Целебес) | | | | | | | | | |
| Трахит | 20.1 | 0.8 | 8.6 | 70.5 | 54.6 | 25.0 | 20.4 | | 44.6 |
| Трахит (трахифонолит) | 22.7 | 2.1 | 5.6 | 69.6 | | 61.8 | 23.6 | 14.6 | 42.0 |
| Трахит содалитовый | 25.4 | 2.2 | 2.8 | 69.6 | 7.4 | 81.5 | 11.1 | | 59.2 |
| Трахидолерит | 20.0 | 3.3 | 9.3 | 67.4 | | 51.6 | 44.0 | 4.4 | 46.9 |
| Гаутеит (бостонит) | 19.5 | 4.0 | 9.3 | 67.2 | 8.9 | 50.0 | 41.1 | | 41.1 |
| Бостонит | 22.7 | 0.9 | 7.4 | 69.0 | 64.0 | 26.7 | 9.3 | | 56.0 |
| Фонолит | 26.7 | 1.1 | 5.3 | 66.9 | 30.2 | 41.5 | 28.3 | | 57.5 |
| Абсарокит | 7.2 | 6.7 | 30.7 | 55.4 | | 31.8 | 34.6 | 33.6 | 44.1 |
| Банакит | 15.9 | 6.1 | 18.1 | 59.9 | | 48.5 | 39.9 | 11.6 | 54.0 |
| Сиенит нефелиновый | 26.8 | 1.8 | 3.8 | 67.6 | | 56.8 | 27.0 | 16.2 | 47.7 |
| Шонкинит нефелиновый | 16.3 | 2.5 | 23.8 | 57.4 | | 29.9 | 37.6 | 32.5 | 55.0 |
| Шонкинит (марозит) | 10.2 | 3.1 | 35.0 | 51.7 | | 30.5 | 39.0 | 30.5 | 28.0 |
| Шонкинит нефелиновый | 15.3 | 1.5 | 28.3 | 54.9 | | 27.9 | 46.4 | 25.7 | 38.2 |
| Монзонит-шонкинит | 18.3 | 4.5 | 13.1 | 63.6 | | 50.4 | 43.3 | 6.3 | 37.4 |
| Кенталленит биотитовый | 8.9 | 6.2 | 31.2 | 53.7 | | 26.7 | 45.9 | 27.4 | 42.9 |
| Фергусит | 15.3 | 6.8 | 21.1 | 56.8 | | 25.8 | 54.0 | 20.2 | 32.0 |
| Горы Хайвуд в Монтане США | | | | | | | | | |
| Сиенит кварцевый | 20.1 | 1.8 | 4.0 | 74.1 | | 43.6 | 43.6 | 12.8 | 60.6 |
| Сиенит содалитовый | 23.4 | 2.4 | 7.0 | 67.2 | | 79.7 | 16.0 | 4.3 | 54.8 |
| Монзонит | 13.6 | 4.9 | 22.8 | 58.7 | | 25.3 | 46.6 | 28.1 | 47.0 |
| Фергусит | 17.3 | 0.9 | 23.4 | 58.4 | | 34.6 | 32.9 | 32.5 | 36.4 |
| Сиенит основной | 15.6 | 2.0 | 24.0 | 58.4 | | 30.7 | 37.4 | 31.9 | 44.2 |
| Сиенит-порфир | 18.95 | 1.3 | 18.95 | 60.8 | | 35.3 | 32.1 | 32.6 | 40.0 |
| Шонкинит | 14.2 | 0.8 | 31.8 | 53.2 | | 23.5 | 44.5 | 32.0 | 43.7 |
| Шонкинит лейцитовый | 15.4 | 1.7 | 27.4 | 55.5 | | 29.7 | 37.3 | 33.3 | 48.1 |
| Шонкинит | 8.9 | 1.9 | 38.6 | 50.6 | | 27.0 | 38.6 | 34.4 | 43.2 |
| Миссурит | 9.4 | 1.4 | 40.5 | 48.7 | | 17.8 | 56.7 | 25.5 | 27.7 |
| Сельвсбергит-порфир | 23.3 | 1.3 | 7.3 | 68.1 | | 61.7 | 16.4 | 21.9 | 44.4 |
| Тингуаит-порфир | 22.3 | 0.5 | 10.2 | 67.0 | | 33.0 | 30.1 | 36.9 | 33.9 |
| Гаутеит | 19.1 | 3.3 | 11.1 | 66.5 | | 58.7 | 30.3 | 11.0 | 49.0 |
| Трахиандезит | 12.8 | 2.8 | 17.4 | 67.0 | | 30.8 | 46.5 | 22.7 | 52.4 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|------------------------------------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|
| Гавайские острова (фиг. 74) | | | | | | | | | |
| Ко хала | | | | | | | | | |
| Андезит олигоклазовый (кохалаит) | 15.4 | 3.9 | 18.8 | 61.9 | | 53.5 | 29.0 | 17.5 | 78.7 |
| Андезит олигоклазовый | 15.6 | 3.2 | 19.8 | 61.4 | | 47.7 | 27.4 | 24.9 | 80.3 |
| Олигоклазит | 17.9 | 3.4 | 10.0 | 68.7 | | 65.3 | 27.5 | 7.2 | 77.3 |
| Андезит оливин-олигоклазовый | 13.1 | 4.7 | 25.0 | 57.2 | | 46.9 | 35.1 | 18.0 | 81.0 |
| Андезит оливин-олигоклазовый | 11.6 | 5.4 | 28.7 | 54.3 | | 40.3 | 44.4 | 15.3 | 80.4 |
| Андезит оливин-олигоклазовый | 10.8 | 4.8 | 26.3 | 58.1 | | 47.0 | 32.0 | 21.0 | 82.7 |
| Базальт | 10.2 | 7.7 | 20.4 | 61.7 | | 61.8 | 35.7 | 2.5 | 84.0 |
| Базальтовый порфир | 9.4 | 5.5 | 28.0 | 57.1 | | 37.8 | 37.5 | 24.7 | 82.2 |
| Полевошпатовый порфир (базальт) | 11.3 | 4.2 | 25.1 | 59.4 | | 43.3 | 26.5 | 30.2 | 87.3 |
| Порфир (базальт) | 9.9 | 6.1 | 24.0 | 60.0 | | 48.5 | 26.2 | 25.3 | 88.4 |
| Базальт | 5.5 | 6.9 | 30.2 | 57.4 | | 31.0 | 43.3 | 25.7 | 84.6 |
| Базальт | 5.8 | 4.8 | 33.9 | 55.5 | | 36.1 | 44.0 | 19.9 | 82.1 |
| Мауна Кеа | | | | | | | | | |
| Андезит андезиновый | 13.5 | 4.3 | 22.0 | 60.2 | | 50.7 | 33.0 | 16.3 | 77.3 |
| Андезит андезиновый | 14.1 | 6.4 | 18.8 | 60.7 | | 48.0 | 40.1 | 11.9 | 78.8 |
| Андезит андезиновый | 12.3 | 7.2 | 19.7 | 60.8 | | 54.5 | 36.0 | 9.5 | 76.3 |
| Андезит андезиновый | 12.5 | 5.9 | 19.8 | 61.8 | | 51.1 | 34.2 | 14.7 | 78.3 |
| Базальт андезиновый | 9.3 | 4.9 | 27.1 | 58.7 | | 48.1 | 29.4 | 22.5 | 80.0 |
| Базальт андезиновый офитовый | 6.4 | 5.0 | 30.5 | 58.1 | | 33.5 | 42.2 | 24.3 | 93.5 |
| Базальт андезиновый офитовый | 8.5 | 3.9 | 31.2 | 56.4 | | 33.1 | 40.4 | 26.5 | 97.6 |
| Базальт | 7.0 | 6.4 | 31.0 | 55.6 | | 38.8 | 37.4 | 23.8 | 81.8 |
| Базальт | 7.2 | 6.6 | 31.1 | 55.1 | | 35.5 | 45.3 | 19.2 | 79.4 |
| Базальт полевошпатовый, порфиновый | 7.4 | 7.3 | 28.0 | 57.3 | | 41.1 | 35.1 | 23.8 | 82.9 |
| Базальт полевошпатовый порфиновый | 8.1 | 7.4 | 26.9 | 57.6 | | 40.3 | 34.8 | 24.9 | 86.8 |
| Базальт олигоклазовый | 10.6 | 1.4 | 37.3 | 50.7 | | 31.0 | 43.7 | 25.3 | 88.7 |
| Пикритовый базальт | 3.6 | 2.6 | 46.9 | 46.9 | | 19.8 | 61.7 | 18.5 | 88.9 |
| Хуалалаи | | | | | | | | | |
| Базальт оливиновый | 5.8 | 7.0 | 35.6 | 51.6 | | 23.9 | 60.5 | 15.6 | 85.2 |
| Базальт оливиновый | 8.3 | 4.5 | 35.7 | 51.5 | | 29.2 | 49.5 | 21.3 | 90.0 |
| Базальт оливиновый | 7.3 | 3.2 | 38.0 | 51.5 | | 31.5 | 46.5 | 22.0 | 88.9 |
| Базальт | 8.3 | 6.1 | 28.4 | 57.2 | | 43.8 | 34.3 | 21.9 | 87.5 |
| Базальт полевошпатовый, порфиновый | 8.5 | 7.5 | 25.4 | 58.6 | | 48.1 | 28.0 | 23.9 | 80.0 |
| Габбро | 8.2 | 6.4 | 26.1 | 59.3 | | 45.8 | 26.5 | 27.7 | 82.1 |
| Трахит (обсидиан) | 22.8 | 0 | 8.0 | 69.2 | | 51.9 | 8.6 | 39.5 | 27.2 |
| Трахит | 22.4 | 1.1 | 5.2 | 71.3 | 11.3 | 75.5 | 13.2 | | 68.1 |
| Мауна Лоа | | | | | | | | | |
| Базальт лабрадорский | 4.6 | 6.3 | 29.8 | 59.3 | | 40.2 | 40.6 | 19.2 | 90.9 |
| Базальт оливиновый офитовый | 5.7 | 3.9 | 35.5 | 54.9 | | 33.1 | 44.1 | 22.8 | 92.9 |
| Базальт полевошпатовый, порфиновый | 6.1 | 6.1 | 28.6 | 59.2 | | 41.6 | 35.0 | 23.4 | 89.7 |
| Пикрит-базальт | 3.4 | 1.7 | 49.2 | 45.7 | | 20.9 | 69.2 | 9.9 | 83.2 |
| Базальт андезитовый | 5.4 | 4.2 | 30.1 | 60.3 | | 33.7 | 41.6 | 24.7 | 88.5 |
| Базальт андезитовый (пехуху) | 5.4 | 5.1 | 29.0 | 60.5 | | 34.9 | 41.7 | 23.4 | 88.5 |
| Базальт андезитовый (Аа) | 5.0 | 5.1 | 28.7 | 61.2 | | 35.3 | 41.8 | 22.9 | 87.5 |
| Базальт андезитовый (Аа) | 5.8 | 4.7 | 29.3 | 60.2 | | 34.1 | 39.7 | 26.2 | 89.3 |
| Базальт оливиново-олигоклазовый | 7.2 | 1.5 | 38.3 | 53.0 | | 25.7 | 47.5 | 26.8 | 88.9 |
| Пикритовый базальт | 3.7 | 4.5 | 41.1 | 50.7 | | 24.0 | 65.1 | 10.9 | 83.3 |
| Пикритовый базальт | 4.1 | 3.5 | 40.9 | 51.5 | | 23.9 | 65.0 | 11.1 | 85.0 |
| Килауэа | | | | | | | | | |
| Лабрадорский базальт | 4.6 | 6.0 | 30.4 | 59.0 | | 33.0 | 43.7 | 23.3 | 86.4 |
| Лабрадорский базальт | 5.3 | 6.3 | 28.0 | 60.4 | | 34.5 | 43.2 | 22.3 | 88.0 |
| Лабрадорский базальт | 5.3 | 6.3 | 28.7 | 59.7 | | 35.8 | 41.0 | 23.2 | 88.0 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|---------------------------------------|------|-----|------|------|----|------|------|------|------|
| Базальт оливинный в туфе | 5.7 | 5.2 | 32.9 | 56.2 | | 31.9 | 47.3 | 20.8 | 88.9 |
| Базальт оливинный | 4.8 | 5.3 | 33.4 | 56.5 | | 32.6 | 46.7 | 20.7 | 87.0 |
| Пикрит-базальт | 3.1 | 2.8 | 47.2 | 46.9 | | 22.0 | 67.6 | 10.4 | 86.7 |
| Пикрит-базальт | 3.3 | 3.8 | 45.3 | 47.6 | | 24.3 | 69.3 | 6.4 | 93.8 |
| Пикрит-базальт | 3.1 | 3.8 | 44.5 | 48.6 | | 22.3 | 67.2 | 10.5 | 86.7 |
| Лабрадорский базальт (пехуху) | 5.5 | 6.0 | 30.5 | 58.0 | | 34.1 | 43.8 | 22.1 | 88.5 |
| Лабрадорский базальт | 6.1 | 4.9 | 32.8 | 56.2 | | 32.2 | 43.9 | 23.9 | 86.2 |
| Лабрадорский базальт | 5.7 | 5.6 | 30.5 | 58.2 | | 35.4 | 39.9 | 24.7 | 88.9 |
| Лабрадорский базальт | 5.7 | 5.7 | 30.3 | 58.3 | | 34.0 | 40.3 | 25.7 | 88.9 |
| Лабрадорский базальт (волосы Пеле) | 6.5 | 5.3 | 30.9 | 57.3 | | 33.0 | 40.1 | 26.9 | 87.1 |
| Базальт | 11.4 | 7.1 | 23.9 | 57.6 | | 43.4 | 34.9 | 21.7 | 81.5 |
| Базальт | 10.6 | 5.7 | 29.0 | 54.7 | | 68.9 | 23.0 | 8.1 | 75.0 |
| Базальт | 13.9 | 2.6 | 26.6 | 56.9 | | 70.3 | 12.3 | 17.4 | 81.4 |
| Базальт | 13.4 | 3.4 | 28.8 | 54.4 | | 61.5 | 20.8 | 17.7 | 80.6 |
| Базальт | 8.3 | 5.0 | 29.8 | 56.9 | | 46.7 | 28.6 | 24.7 | 77.5 |
| Базальт | 5.9 | 7.3 | 27.8 | 59.0 | | 60.2 | 24.6 | 15.2 | 75.0 |
| Базальт | 6.3 | 7.2 | 28.7 | 57.8 | | 52.2 | 27.7 | 20.1 | 76.7 |
| Халеакала | | | | | | | | | |
| Андезит олигоклазовый | 16.4 | 3.2 | 19.3 | 61.1 | | 49.2 | 24.9 | 25.9 | 80.0 |
| Андезит андезиновый | 17.9 | 3.2 | 19.9 | 59.0 | | 50.5 | 21.4 | 28.1 | 76.1 |
| Андезит андезиновый | 17.2 | 3.6 | 21.4 | 57.8 | | 51.4 | 22.4 | 26.2 | 84.5 |
| Базальт нефелиновый | 13.6 | 3.7 | 25.4 | 57.3 | | 43.9 | 28.6 | 27.5 | 80.3 |
| Базальт нефелиновый | 16.0 | 2.7 | 25.6 | 55.7 | | 43.1 | 26.9 | 30.0 | 83.5 |
| Базальт нефелиновый | 10.4 | 4.9 | 31.8 | 52.9 | | 36.8 | 41.7 | 21.5 | 80.0 |
| Базальт нефелиновый | 9.9 | 3.0 | 34.1 | 53.0 | | 39.8 | 30.8 | 29.4 | 81.6 |
| Габбро | 5.4 | 4.3 | 36.3 | 54.0 | | 25.7 | 52.1 | 22.2 | 92.3 |
| Базальт оливинный | 5.8 | 7.2 | 32.8 | 54.2 | | 28.1 | 6.9 | 15.0 | 85.2 |
| Базальт андезиновый | 6.9 | 6.2 | 28.1 | 58.8 | | 40.7 | 30.6 | 28.7 | 84.8 |
| Андезит олигоклазовый | 20.6 | 2.4 | 7.8 | 69.2 | | 67.5 | 19.5 | 13.0 | 79.2 |
| Трахит анортклазовый | 21.9 | 0.9 | 5.5 | 71.7 | | 87.5 | 5.4 | 7.1 | 76.6 |
| Мауи | | | | | | | | | |
| Базальт нефелиновый | 7.4 | 6.1 | 34.3 | 52.2 | | 42.1 | 33.6 | 24.3 | 80.6 |
| Пикрит-базальт | 3.7 | 4.5 | 44.5 | 47.3 | | 26.2 | 51.7 | 22.1 | 77.8 |
| Лимбургит | 6.6 | 6.0 | 36.8 | 50.6 | | 28.8 | 51.9 | 19.3 | 80.6 |
| Лимбургит | 6.4 | 6.8 | 36.7 | 50.1 | | 24.6 | 57.1 | 18.3 | 86.7 |
| Базальт андезиновый | 6.1 | 6.9 | 28.2 | 58.8 | | 40.7 | 41.8 | 17.5 | 82.8 |
| Лабрадорский базальт оливинный | 6.2 | 7.8 | 31.4 | 54.6 | | 30.0 | 51.2 | 18.8 | 89.7 |
| Нихау | | | | | | | | | |
| Лабрадорский базальт оливинный | 6.4 | 6.5 | 33.8 | 53.3 | | 31.9 | 48.4 | 19.7 | 93.3 |
| Лабрадорский базальт оливинный | 5.5 | 6.8 | 36.1 | 51.6 | | 27.3 | 56.2 | 16.5 | 84.4 |
| Кауаи | | | | | | | | | |
| Габбро (кауаит) | 11.4 | 2.2 | 31.3 | 55.1 | | 36.9 | 29.1 | 34.0 | 82.1 |
| Базальт | 3.8 | 6.8 | 34.7 | 54.7 | | 31.6 | 63.5 | 4.9 | 88.9 |
| Базальт (пикрит-базальт) | 5.6 | 4.7 | 39.6 | 50.1 | | 26.5 | 53.5 | 20.0 | 81.5 |
| Базальт нефелиново-мелилитовый | 6.4 | 2.5 | 48.1 | 43.0 | | 26.2 | 46.0 | 27.8 | 87.5 |
| Пикрит-базальт | 7.8 | 1.4 | 47.7 | 43.1 | | 24.4 | 51.7 | 23.9 | 79.5 |
| Базальт Ленаи | 6.2 | 7.5 | 25.9 | 60.4 | | 35.5 | 44.2 | 20.3 | 86.2 |
| Габбро Молокаи | 9.3 | 8.8 | 22.6 | 59.3 | | 44.0 | 32.1 | 23.9 | 83.7 |
| Оаху | | | | | | | | | |
| Базальт | 10.5 | 7.3 | 22.2 | 60.0 | | 56.4 | 29.9 | 13.7 | 86.0 |
| Базальт | 6.9 | 4.2 | 31.4 | 57.5 | | 31.8 | 48.2 | 20.0 | 94.1 |
| Базальт | 7.3 | 5.5 | 27.7 | 59.5 | | 40.7 | 37.3 | 22.0 | 97.2 |
| Базальт | 6.3 | 6.3 | 28.6 | 58.8 | | 37.1 | 40.5 | 22.4 | 93.3 |
| Базальт мелилитовый | 11.8 | 0.5 | 46.6 | 41.1 | | 32.1 | 36.7 | 31.2 | 80.0 |
| Базальт нефелино-мелилитовый | 9.8 | 2.8 | 43.9 | 43.5 | | 42.3 | 39.9 | 17.8 | 90.0 |
| Базальт нефелино-мелилитовый | 15.3 | 0 | 43.9 | 40.8 | | 32.1 | 35.4 | 31.6 | 80.9 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|------------------------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|
| Туф базальтовый | 4.0 | 7.3 | 34.9 | 53.8 | 10.3 | 47.0 | 42.7 | | 90.0 |
| Туф базальтовый | 7.3 | 4.7 | 42.7 | 45.3 | | 29.8 | 46.2 | 24.0 | 81.1 |
| Туф базальтовый | 6.0 | 6.0 | 44.0 | 44.0 | | 28.9 | 46.5 | 24.6 | 63.3 |
| Острова Льюорд | | | | | | | | | |
| Базальт андезитовый | 7.3 | 4.9 | 28.5 | 59.3 | | 37.8 | 38.2 | 24.0 | 91.4 |
| Лабрадорский базальт | 5.6 | 8.0 | 26.7 | 59.7 | | 38.6 | 47.4 | 14.0 | 88.5 |
| Базальт полевошпатовый | 5.4 | 6.5 | 32.2 | 55.9 | | 33.7 | 54.0 | 12.3 | 96.2 |
| Пикрит-базальт | 4.7 | 3.9 | 42.1 | 49.3 | | 25.9 | 64.1 | 10.0 | 82.6 |
| Базальт андезитовый | 6.0 | 4.5 | 29.3 | 60.2 | | 37.3 | 36.3 | 26.4 | 89.7 |
| Базальт оливиновый | 7.7 | 4.9 | 32.7 | 54.7 | | 32.3 | 38.6 | 29.1 | 81.1 |
| Пикрит-базальт | 4.8 | 1.5 | 45.3 | 48.4 | | 24.6 | 59.8 | 15.6 | 54.2 |
| Пикрит-базальт | 3.9 | 4.4 | 42.9 | 48.8 | | 26.5 | 62.2 | 11.3 | 79.0 |
| Базальт нефелиновый | 18.9 | 1.3 | 22.3 | 57.5 | | 40.2 | 23.6 | 36.2 | 89.0 |
| Базальт оливиновый | 5.0 | 4.6 | 41.2 | 49.2 | | 19.3 | 66.1 | 14.6 | 91.7 |
| Базальт оливиновый | 4.8 | 4.6 | 39.8 | 50.8 | | 21.5 | 63.3 | 15.2 | 87.0 |
| Лабрадорский базальт | 11.5 | 3.3 | 29.0 | 56.2 | | 39.0 | 33.1 | 27.9 | 63.2 |

Тип Таити (фиг. 75)

| | | | | | | | | | |
|----------------------|------|-----|------|------|---------|------|------|-------|------|
| Фонолит | 22.8 | 0.7 | 7.2 | 69.3 | 15.5 | 40.3 | 8.3 | 51.4 | 62.3 |
| Трахит | 23.2 | 0.3 | 6.2 | 70.3 | | 54.8 | 24.2 | 21.0 | 65.0 |
| Тингуаит | 22.7 | 0.9 | 6.3 | 70.1 | | 47.6 | 33.3 | 19.1 | 70.8 |
| Тингуаит | 29.4 | 0.2 | 4.3 | 66.1 | n'-69.3 | 51.2 | 20.9 | 27.9 | 73.0 |
| Латит | 17.2 | 3.4 | 11.6 | 67.8 | | 68.1 | 16.4 | | 58.1 |
| Фонолит | 21.2 | 3.2 | 8.5 | 67.1 | 0 | 4.5 | 26.2 | 56.0 | |
| Сиенит нефелиновый | 27.7 | 2.2 | 11.9 | 64.2 | 49.2 | 27.1 | 23.7 | 54.2 | |
| Сиенит нефелиновый | 24.2 | 3.1 | 9.0 | 63.7 | 59.5 | 21.4 | 19.1 | 64.7 | |
| Гаюиофир | 21.7 | 2.3 | 16.1 | 59.9 | 42.1 | 22.7 | 35.2 | 73.8 | |
| Камptonит | 19.6 | 4.2 | 18.2 | 58.0 | 40.9 | 33.0 | 26.1 | 71.6 | |
| Гаюиофир | 22.9 | 1.7 | 15.9 | 59.5 | 43.7 | 17.1 | 39.2 | 77.2 | |
| Гаюиофир | 19.9 | 3.8 | 17.0 | 59.3 | 46.7 | 24.0 | 29.3 | 72.4 | |
| Гаюиофир | 20.6 | 1.4 | 19.5 | 58.5 | 46.1 | 23.6 | 30.3 | 78.6 | |
| Люскладит | 12.8 | 3.6 | 28.6 | 55.0 | 43.4 | 21.7 | 34.9 | 77.8 | |
| Мафраит | 8.0 | 3.4 | 39.0 | 49.6 | 33.2 | 40.2 | 26.6 | 75.0 | |
| Берондрит | 9.1 | 5.1 | 35.8 | 50.0 | 35.6 | 36.8 | 27.6 | 70.5 | |
| Верлит | 0.6 | 1.6 | 51.6 | 46.2 | 17.8 | 59.8 | 22.4 | 100.0 | |
| Монзонит нефелиновый | 17.7 | 5.2 | 17.8 | 59.3 | 43.3 | 36.2 | 20.5 | 69.4 | |
| Габбро нефелиновое | 13.4 | 6.5 | 24.8 | 55.3 | 39.7 | 37.2 | 23.1 | 82.5 | |
| Микрогаббро | 6.6 | 5.4 | 34.8 | 53.2 | 33.0 | 45.0 | 22.0 | 78.3 | |
| Базальт оливиновый | 6.1 | 5.5 | 36.7 | 51.7 | 29.2 | 48.7 | 22.1 | 68.9 | |
| Базальт | 10.2 | 6.1 | 29.0 | 54.7 | 38.7 | 39.0 | 22.3 | 70.8 | |
| Габбро эссекситовое | 4.9 | 5.4 | 41.1 | 48.6 | 29.1 | 44.5 | 26.4 | 87.5 | |
| Трахит нефелиновый | 24.8 | 0.6 | 3.8 | 70.8 | 60.5 | 21.1 | 18.4 | 68.8 | |
| Фонолит | 25.4 | 1.1 | 5.1 | 68.4 | 60.8 | 19.6 | 19.6 | 66.1 | |
| Базальт нефелиновый | 11.7 | 5.8 | 27.0 | 55.5 | 44.4 | 30.9 | 24.7 | 85.7 | |
| Океанит | 3.1 | 3.8 | 48.2 | 44.9 | 18.5 | 71.8 | 9.7 | 80.0 | |
| Анкаратрит | 7.5 | 1.9 | 44.6 | 46.0 | 25.7 | 43.0 | 31.3 | 78.4 | |
| Анкаратрит-океанит | 2.7 | 3.9 | 47.2 | 46.2 | 22.8 | 61.2 | 16.0 | 69.2 | |
| Лимбургит-анкаратрит | 8.3 | 1.5 | 42.2 | 48.0 | 26.0 | 50.4 | 23.6 | 87.8 | |
| Муджиэрит | 19.0 | 3.5 | 9.6 | 67.9 | 53.2 | 36.2 | 10.6 | 68.8 | |

Исландия (фиг. 76)

| | | | | | | | | | |
|-------------------------------------|------|------|------|------|------|----|----|----|----|
| Третичные и четвертичные | | | | | | | | | |
| Базальт | 5.9 | 10.6 | 26.3 | 57.2 | 16.0 | 46 | 36 | 18 | 90 |
| | 4.9 | 5.6 | 34.5 | 55.0 | | 43 | 36 | 21 | 89 |
| | 6.6 | 5.1 | 26.8 | 61.5 | | 71 | 8 | 21 | 94 |
| | 5.7 | 6.8 | 31.9 | 55.6 | | 40 | 34 | 26 | 89 |
| Мандельштейн | 6.5 | 5.8 | 33.0 | 54.7 | | 40 | 35 | 25 | 96 |
| «Трапп» | 13.2 | 2.1 | 7.4 | 77.3 | | 72 | 1 | 27 | 85 |
| Липарит (жила в третичном базальте) | 9.6 | 3.2 | 3.0 | 84.2 | | 19 | 21 | 60 | 66 |
| Липарит | 8.6 | 1.8 | 19.0 | 71.6 | | 58 | 25 | 17 | 85 |
| Липарит в третичном базальте | 12.9 | 1.5 | 4.9 | 80.7 | | 81 | 3 | | 63 |
| Липарит | 12.0 | 1.5 | 5.8 | 80.7 | | 65 | 5 | 30 | 78 |
| Липарит | 14.1 | 0.6 | 1.2 | 84.1 | 59 | 16 | 25 | 68 | |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|---|------|------|------|------|----|----|----|-----|-----|
| Липарит | 9.5 | 2.3 | 6.3 | 82.0 | | 48 | 40 | 12 | 54 |
| | 15.5 | 1.1 | 2.9 | 80.5 | | 89 | 9 | 2 | 59 |
| Пемза | 14.9 | 1.1 | 2.0 | 82.0 | | 50 | 0 | 50 | 83 |
| Липарит | 9.7 | 0.6 | 3.6 | 86.1 | 85 | 15 | | | 49 |
| Палагонит | 5.5 | 8.7 | 31.0 | 54.8 | | 47 | 50 | 3 | 86 |
| Сидеромелан | 6.2 | 6.4 | 33.2 | 54.2 | | 63 | 23 | 14 | 84 |
| Палагонит | 6.2 | 5.4 | 33.6 | 54.8 | | 64 | 23 | 13 | 69 |
| Палагонит | 6.2 | 5.5 | 34.1 | 54.2 | | 46 | 31 | 23 | 66 |
| Палагонит | 2.5 | 5.7 | 35.4 | 56.4 | | 53 | 27 | 20 | 63 |
| Палагонит | 3.1 | 7.4 | 31.4 | 58.1 | | 55 | 42 | 3 | 0 |
| Палагонит | 2.8 | 2.5 | 33.0 | 56.7 | | 43 | 41 | 16 | 59 |
| Палагонит | 3.2 | 8.0 | 34.5 | 54.3 | | 45 | 38 | 17 | 58 |
| Палагонит | 7.2 | 2.8 | 40.6 | 49.4 | | 46 | 34 | 20 | 79 |
| Палагонитовый туф | 5.3 | 7.4 | 34.4 | 52.9 | | 42 | 45 | 13 | 43 |
| Палагонит | 2.6 | 8.0 | 30.0 | 59.4 | 2 | 65 | 33 | | 68 |
| Долерит | 4.6 | 7.4 | 27.2 | 60.8 | | 71 | 8 | 21 | 97 |
| Долеритовый базальт | 4.8 | 3.4 | 44.2 | 47.6 | | 31 | 51 | 18 | 95 |
| Оливиновый базальт | 8.7 | 6.1 | 30.6 | 54.6 | | 40 | 39 | 21 | 82 |
| Лава (трахиандезит) | 12.8 | 5.0 | 13.1 | 69.1 | | 70 | 27 | 3 | 69 |
| Липарит, внедренный в палагонит | 13.4 | 1.2 | 3.4 | 82.0 | 28 | 70 | 2 | | |
| Липарит в палагонито- вом туфе | 11.2 | 0.9 | 2.8 | 85.1 | | 47 | 9 | 44 | 78 |
| Липарит | 9.4 | 3.2 | 3.9 | 83.5 | | 23 | 43 | 34 | 22 |
| Баулит | 11.1 | 1.0 | 7.5 | 80.4 | 63 | 24 | 13 | | 67 |
| Липарит | 13.2 | 0.7 | 3.3 | 82.8 | | 30 | 37 | 33 | 40 |
| Баулит | 14.0 | 0.9 | 4.0 | 81.1 | 40 | 39 | 21 | | 71 |
| Обсидиан | 12.8 | 2.2 | 2.5 | 82.5 | | 62 | 11 | 27 | 66 |
| Обсидиан | 13.0 | 1.9 | 4.0 | 81.1 | | 38 | 10 | 52 | 75 |
| Липарит | 12.2 | 1.3 | 3.0 | 83.5 | | 54 | 22 | 24 | 78 |
| Обсидиан | 10.8 | 2.1 | 7.1 | 80.0 | 8 | 45 | 2 | | 64 |
| Баулит | 11.5 | 1.5 | 0.2 | 86.8 | | | | 100 | 41 |
| Баулит | 11.4 | 1.1 | 1.7 | 85.8 | | | | 100 | 41 |
| Липарит | 12.9 | 3.2 | 3.4 | 80.5 | | 17 | 21 | 62 | |
| Липарит | 12.3 | 0.1 | 1.9 | 85.7 | | 27 | 21 | 52 | 63 |
| Верхнечетвертные, последниковые и современные | | | | | | | | | |
| Кварцевый трахит | 19.4 | 1.4 | 2.6 | 76.6 | | 65 | 24 | 11 | 62 |
| Липарит | 16.9 | 0.4 | 2.0 | 80.7 | | 65 | 19 | 16 | 67 |
| Липарит (жила в липа- рите 40) | 16.1 | 0.4 | 4.3 | 79.2 | | 65 | 13 | 22 | 66 |
| Базальт | 4.9 | 7.6 | 29.7 | 56.8 | | 50 | 39 | 11 | 85 |
| | 5.0 | 5.8 | 38.0 | 51.2 | | 40 | 41 | 19 | 84 |
| | 0 | 11.3 | 29.2 | 59.5 | | 39 | 42 | 19 | |
| Вулканический пепел | 11.1 | 3.3 | 11.1 | 74.5 | | 71 | 19 | 10 | 82 |
| Вулканический пепел | 10.1 | 3.0 | 10.4 | 76.5 | | 87 | 10 | 3 | 78 |
| Вулканический пепел | 8.4 | 3.2 | 9.6 | 78.8 | | 93 | 4 | 3 | 100 |
| Липарит | 18.1 | 1.4 | 9.3 | 71.2 | | 48 | 24 | 28 | 62 |
| Обсидиан | 17.1 | 1.0 | 5.2 | 76.7 | | 64 | 18 | 18 | 64 |
| Липарит | 18.0 | 0.1 | 4.9 | 77.0 | | 51 | 15 | 34 | 67 |
| Липарит | 16.7 | 1.3 | 3.8 | 78.2 | | 7 | 66 | 27 | 62 |
| Лава | 6.6 | 4.0 | 37.7 | 51.7 | | 47 | 26 | 27 | 90 |
| Лава | 3.6 | 8.1 | 32.2 | 56.1 | | 45 | 36 | 19 | 33 |
| Лава | 3.0 | 9.9 | 30.4 | 56.7 | | 37 | 43 | 20 | 90 |
| Лава | 7.0 | 6.6 | 23.0 | 63.4 | | 63 | 31 | 6 | 80 |
| Лава Тьорса | 5.0 | 6.3 | 30.3 | 58.4 | | 43 | 30 | 27 | 66 |
| Лава Геклы | 10.0 | 6.1 | 15.5 | 68.4 | | 70 | 26 | 4 | 79 |
| Лава Геклы | 8.8 | 5.2 | 22.0 | 64.0 | | 58 | 31 | 11 | 84 |
| Пепел Геклы | 8.9 | 4.9 | 22.4 | 63.8 | | 58 | 30 | 12 | 58 |
| Лепел Геклы | 15.2 | 2.9 | 12.6 | 69.3 | | 67 | 8 | 25 | |
| Пава Геклы | 9.6 | 4.6 | 21.3 | 64.5 | | 72 | 11 | 17 | 81 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|---|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Азорские острова (фиг. 77) | | | | | | | | | |
| Натровый санидинит | 20.6 | 0.2 | 5.6 | 73.6 | | 78.3 | 6.0 | 15.7 | 61.7 |
| Санидинит роговообманково-эгириновый | 19.4 | 1.3 | 7.4 | 71.9 | | 74.3 | 4.6 | 21.1 | 67.8 |
| Эгириновый трахит | 22.3 | 1.0 | 4.1 | 72.6 | 19.7 | 62.3 | 18.0 | | 67.3 |
| Катафоритовый трахит | 23.5 | 0.4 | 5.2 | 70.9 | | 68.5 | 10.1 | 21.0 | 6.8 |
| Обсидиан трахитовый | 20.3 | 1.6 | 7.7 | 70.4 | 42.5 | 49.5 | 8.0 | | 65.1 |
| Трахит плагиоклазовый | 19.1 | 2.8 | 7.6 | 70.5 | | 58.2 | 24.5 | 17.3 | 69.0 |
| Эссекситовое габбро микролитовое | 10.1 | 7.1 | 25.9 | 56.9 | | 40.2 | 33.9 | 25.9 | 77.8 |
| Базальт плагиоклазовый | 10.5 | 6.8 | 20.2 | 62.5 | | 48.2 | 28.2 | 23.6 | 77.0 |
| Базальт плагиоклазовый | 8.4 | 10.4 | 20.2 | 61.0 | | 45.1 | 28.5 | 26.4 | 79.0 |
| Базальт плагиоклазовый | 9.4 | 5.2 | 28.8 | 56.6 | | 43.8 | 33.3 | 22.9 | 75.4 |
| Базальт плагиоклазовый | 7.0 | 6.1 | 29.5 | 57.4 | | 36.9 | 36.9 | 26.2 | 82.3 |
| Оливиновый базальт | 6.0 | 5.9 | 36.1 | 52.0 | | 22.9 | 47.8 | 29.3 | 83.6 |
| Оливиновый базальт | 11.2 | 3.5 | 34.4 | 50.9 | | 32.2 | 39.6 | 28.2 | 81.7 |
| Базальт | 6.0 | 6.9 | 36.6 | 50.5 | | 33.0 | 44.9 | 22.1 | 77.8 |
| Базальт | 4.9 | 6.2 | 37.0 | 51.9 | | 32.5 | 51.3 | 16.2 | 94.6 |
| Оливиновый долерит | 6.0 | 2.3 | 43.5 | 48.2 | | 24.2 | 49.2 | 26.6 | 55.1 |
| Анамезит | 6.4 | 5.2 | 37.4 | 51.0 | | 29.6 | 46.8 | 23.6 | 90.0 |
| Анамезит | 9.2 | 7.2 | 27.7 | 55.9 | | 45.1 | 32.3 | 22.6 | 81.5 |
| Эссексит биотитово-роговообманковый | 16.4 | 4.1 | 15.2 | 64.3 | | 49.6 | 31.9 | 18.5 | 67.5 |
| Оливиновый базальт со щелочным полевым шпатом | 14.6 | 1.7 | 22.9 | 60.8 | | 30.6 | 46.0 | 23.4 | 56.8 |

Мадейра (фиг. 78)

| | | | | | | | | | |
|---|------|-----|------|------|--|------|------|------|------|
| Полевошпатовый базальт (трахидолерит) | 6.6 | 7.8 | 33.6 | 52.0 | | 41.9 | 45.1 | 13.0 | 71.7 |
| Полевошпатовый базальт (трахидолерит) | 7.3 | 5.6 | 36.2 | 50.9 | | 36.2 | 40.6 | 23.2 | 75.5 |
| Полевошпатовый базальт (нефелиновый базальт) | 7.9 | 4.6 | 38.6 | 48.9 | | 32.3 | 45.8 | 21.9 | 78.3 |
| Полевошпатовый базальт | 6.7 | 7.9 | 31.8 | 53.6 | | 44.2 | 42.4 | 13.4 | 71.7 |
| Полевошпатовый базальт (трахидолерит) | 7.5 | 5.7 | 35.5 | 51.3 | | 35.1 | 43.1 | 21.8 | 72.7 |
| Полевошпатовый базальт | 9.0 | 5.2 | 34.4 | 51.4 | | 33.3 | 44.1 | 22.6 | 75.8 |
| Полевошпатовый базальт | 7.0 | 5.9 | 35.3 | 51.8 | | 32.6 | 46.6 | 20.8 | 76.5 |
| Полевошпатовый базальт | 7.7 | 5.2 | 35.7 | 51.4 | | 34.7 | 44.4 | 20.9 | 77.2 |
| Трахидолерит базальтоидный (эссекситовый порфирит) | 6.7 | 5.0 | 37.8 | 50.5 | | 31.5 | 51.9 | 16.6 | 76.5 |
| Трахидолерит базальтоидный | 8.3 | 6.4 | 30.9 | 54.4 | | 39.6 | 41.1 | 19.3 | 78.0 |
| Базальт полевошпатовый (эссекситовый мелафир) | 7.2 | 5.4 | 36.0 | 51.4 | | 31.1 | 50.7 | 18.2 | 81.5 |
| Трахидолерит базальтоидный | 10.6 | 5.8 | 29.1 | 54.5 | | 45.3 | 31.9 | 22.8 | 80.3 |
| Трахидолерит базальтоидный | 11.1 | 7.1 | 22.3 | 59.5 | | 57.3 | 22.0 | 20.7 | 80.0 |
| Трахидолерит базальтоидный | 10.7 | 5.9 | 26.4 | 57.0 | | 42.0 | 32.7 | 25.3 | 80.3 |
| Трахидолерит трахитоидный (амфиболово-авгитовый мончикит) | 13.6 | 5.5 | 21.0 | 59.9 | | 45.9 | 31.0 | 23.1 | 72.3 |
| Трахидолерит трахитоидный | 16.6 | 5.0 | 14.8 | 63.6 | | 58.3 | 22.6 | 19.1 | 78.1 |
| Трахидолерит трахитоидный | 15.8 | 5.7 | 14.4 | 64.1 | | 54.0 | 25.5 | 20.5 | 80.9 |
| Трахидолерит трахитоидный | 16.1 | 4.5 | 16.9 | 62.5 | | 49.2 | 22.5 | 28.3 | 79.1 |
| Трахидолерит трахитоидный | 18.1 | 3.5 | 12.3 | 66.1 | | 51.4 | 19.1 | 29.5 | 81.2 |
| Трахиандезит (гаутент) | 20.3 | 3.0 | 8.9 | 67.8 | | 55.1 | 23.6 | 21.3 | 75.8 |
| Трахит (гаутент) | 19.1 | 2.1 | 3.6 | 75.2 | | 67.3 | 17.3 | 15.4 | 71.1 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|--|------|-----|------|------|----|------|------|------|-------|
| Эссексит | 15.9 | 4.3 | 21.7 | 58.1 | | 56.1 | 26.1 | 17.8 | 78.8 |
| Мадейрит | 3.7 | 3.9 | 46.4 | 46.0 | | 23.9 | 49.3 | 26.8 | 78.6 |
| Эссекситовый диабаз | 8.6 | 7.2 | 27.1 | 57.1 | | 46.8 | 25.9 | 27.3 | 13.3 |
| Эссекситовый диабаз | 9.0 | 7.2 | 29.2 | 54.6 | | 42.4 | 33.7 | 23.9 | 81.25 |
| Роговообманковый акерит | 15.1 | 3.2 | 18.5 | 63.2 | | 55.1 | 17.5 | 27.4 | 79.6 |
| Эссексит (содалитовый сиенит) | 19.2 | 1.0 | 18.7 | 61.1 | | 58.3 | 13.9 | 27.8 | 80.9 |
| Амфиболово-авгитовый мончикит | 6.9 | 6.3 | 35.4 | 51.4 | | 33.0 | 37.3 | 29.7 | 76.6 |
| Амфиболово-авгитовый мончикит (жильный) | 4.6 | 6.2 | 40.7 | 48.5 | | 31.1 | 51.7 | 17.2 | 69.7 |
| Роговообманковый базальт | 6.7 | 5.2 | 37.7 | 50.4 | | 34.1 | 47.8 | 18.1 | 73.5 |
| Полевшпатовый базальт (базальтоидный трахи- долерит) | 4.9 | 6.3 | 39.7 | 49.1 | | 32.0 | 51.0 | 17.0 | 72.2 |
| Полевшпатовый базальт (трахидолерит) | 6.5 | 4.1 | 41.6 | 47.8 | | 30.7 | 49.9 | 20.3 | 74.0 |

Канарские острова (фиг. 79)

| Тенериф | | | | | | | | | |
|----------------------------------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|
| Фонолит нерелинитовый | 26.3 | 1.1 | 8.9 | 63.7 | | 46.5 | 23.6 | 29.9 | 78.7 |
| Содалитовый трахит | 25.6 | 0.8 | 6.5 | 67.1 | | 43.8 | 21.5 | 24.8 | 9.9 |
| Базальт полевшпатовый | 9.0 | 6.4 | 34.3 | 50.3 | | 32.5 | 44.6 | 22.9 | 80.3 |
| Базальт | 7.2 | 7.2 | 35.6 | 50.0 | | 37.4 | 45.0 | 17.6 | 74.1 |
| Базальт | 6.1 | 11.7 | 21.7 | 60.5 | 14.0 | 53.2 | 32.8 | 0 | 73.8 |
| Тефрит | 13.4 | 4.8 | 21.0 | 60.8 | | 47.3 | 26.9 | 25.8 | 85.3 |
| Базанит | 9.7 | 4.8 | 24.8 | 60.7 | | 40.9 | 29.1 | 30.0 | 90.0 |
| Трахидолерит | 16.9 | 3.2 | 14.7 | 65.2 | | 45.6 | 31.8 | 23.6 | 88.0 |
| Полевшпатовый базальт | 24.0 | 2.5 | 8.0 | 65.5 | | 54.9 | 20.3 | 24.8 | 72.4 |
| Оксиан | 20.5 | 1.9 | 12.2 | 65.4 | 20.0 | 75.0 | 5.0 | | 72.0 |
| Фонолит | 21.2 | 2.1 | 11.4 | 65.3 | | 80.0 | 0 | 20.0 | |
| Фонолит | 20.4 | 1.7 | 7.3 | 60.6 | | 72.0 | 0 | 18.0 | 79.0 |
| Обсиан | 26.0 | 1.3 | 4.4 | 69.3 | | 93.0 | 0 | 7.0 | 73.0 |
| Пироксеновый андезит | 14.6 | 1.8 | 21.7 | 61.9 | 33.0 | 61.0 | 6.0 | | 67.0 |
| Пемза | 27.7 | 6.7 | 10.8 | 64.7 | | 88.0 | 9.0 | 3.0 | 84.0 |
| Обсиан | 29.7 | 6.1 | 2.5 | 61.7 | | 71.0 | 0 | 29.0 | |
| Обсиановый порфир | 26.8 | 1.4 | 7.6 | 64.2 | | 87.0 | 4.0 | 9.0 | 83.0 |
| Обсиан | 26.9 | 1.1 | 6.0 | 65.0 | | 76.0 | 8.0 | 16.0 | |
| Обсиан | 15.6 | 1.2 | 4.1 | 79.1 | 22.0 | 67.0 | 11.0 | | 54.0 |
| Эвтаксит | 12.7 | 1.7 | 16.5 | 69.1 | 26.0 | 70.0 | 4.0 | | 68.0 |
| Гаюиновый тефрит | 21.5 | 2.7 | 15.0 | 60.8 | | 71.0 | 18.0 | 11.0 | 41.0 |
| Пироксеновый андезит | 23.4 | 0.9 | 9.3 | 66.4 | | 70.0 | 13.0 | 17.0 | 70.0 |
| Остров Пальма | | | | | | | | | |
| Трахидолерит | 24.0 | 2.5 | 8.0 | 65.5 | | 54.9 | 20.3 | 24.8 | 72.4 |
| Лимбургит | 11.4 | 3.8 | 39.4 | 45.4 | | 43.1 | 31.3 | 25.6 | 76.2 |
| Базанитоид | 8.4 | 3.9 | 36.8 | 50.9 | | 31.0 | 38.4 | 30.6 | 76.6 |
| Содалитовый гаутцит | 22.4 | 1.5 | 17.7 | 58.4 | | 43.4 | 19.1 | 37.5 | 78.6 |
| Известковый бостонит (мэнаит) | 19.7 | 1.7 | 14.0 | 64.6 | | 50.5 | 27.9 | 21.6 | 73.3 |
| Эссекситовый диабаз | 4.6 | 6.2 | 39.1 | 50.1 | | 26.8 | 55.4 | 17.8 | 77.1 |
| Эссексит | 16.9 | 2.9 | 21.9 | 59.2 | | 50.5 | 24.75 | 24.75 | 74.2 |
| Эссексит | 12.9 | 3.6 | 33.4 | 50.1 | | 41.4 | 26.3 | 32.3 | 76.4 |

Острова Зеленого Мыса (фиг. 80)

| Майо | | | | | | | | | |
|------------------------|------|-----|------|------|------|----|----|----|----|
| Пироксенит | 14.7 | 3.6 | 31.1 | 50.6 | 28.0 | 41 | 39 | | 80 |
| Анкаратрит | 6.7 | 0.8 | 52.2 | 40.3 | | 21 | 41 | 38 | 80 |
| Фонолит | 28.2 | 0.2 | 13.6 | 58.0 | | 43 | 21 | 36 | 67 |
| Сан-Антан | | | | | | | | | |
| Лимбургит | 12.2 | 5.6 | 41.7 | 40.5 | | 13 | 48 | 39 | 78 |
| Плагноклазовый базальт | 14.2 | 5.5 | 32.0 | 48.3 | | 44 | 27 | 29 | 75 |
| Фонолит | 30.3 | 1.1 | 3.3 | 65.3 | | 74 | 0 | 26 | 64 |
| Пемза | 32.5 | 0.7 | 3.1 | 63.6 | | 33 | 0 | 67 | 62 |
| Тефрит | 20.4 | 6.8 | 15.1 | 57.7 | | 66 | 24 | 10 | 75 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|------------------------|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| Выброс | 11.4 | 4.9 | 40.0 | 43.7 | | 34 | 28 | 38 | 91 |
| Нефелинит | 24.7 | 0.3 | 27.0 | 48.0 | | 49 | 11 | 40 | 81 |
| Лейцитит | 28.7 | 1.1 | 11.9 | 58.3 | | 49 | 11 | 41 | 69 |
| Сан-Винсенте | | | | | | | | | |
| Диорит | 12.7 | 5.7 | 25.0 | 56.6 | | 46 | 44 | 10 | 84 |
| Диорит | 13.9 | 5.2 | 20.3 | 60.6 | | 41 | 25 | 34 | 96 |
| Лимбургит | 8.2 | 8.1 | 30.0 | 53.7 | | 37 | 39 | 24 | 87 |
| Анкаратрит | 4.8 | 3.4 | 48.0 | 43.8 | | 26 | 54 | 20 | 85 |
| Тефрит | 13.9 | 4.5 | 32.1 | 49.5 | | 41 | 30 | 29 | 72 |
| Трахидолерит | 12.3 | 7.2 | 18.2 | 62.3 | | 57 | 32 | 11 | 72 |
| Трахидолерит | 10.1 | 8.9 | 21.8 | 59.2 | | 50 | 40 | 10 | 71 |
| Долерит | 6.2 | 4.4 | 43.2 | 46.2 | | 27 | 47 | 26 | 92 |
| Базальт | 5.8 | 8.5 | 34.9 | 50.8 | | 41 | 36 | 23 | 75 |
| Пироксенит | 16.7 | 9.3 | 23.7 | 50.3 | | 38 | 40 | 22 | 82 |
| Сан-Тиаго | | | | | | | | | |
| Тешенит | 17.0 | 4.9 | 31.8 | 43.3 | | 41 | 31 | 28 | 74 |
| Лимбургит | 9.3 | 4.7 | 38.0 | 48.0 | | 36 | 40 | 24 | 72 |
| Фонолит | 27.8 | 2.4 | 6.9 | 62.9 | | 71 | 22 | 7 | 74 |
| Лимбургит | 12.1 | 6.4 | 34.7 | 46.8 | | 43 | 27 | 30 | 82 |
| Фого | | | | | | | | | |
| Тефрит | 17.2 | 1.9 | 31.2 | 49.7 | | 43 | 24 | 33 | 47 |
| Базанит | 13.9 | 4.9 | 31.6 | 49.6 | | 52 | 25 | 23 | 76 |
| Плагиоклазовый базальт | 13.1 | 3.6 | 35.8 | 47.5 | | 36 | 33 | 31 | 84 |

Остров Вознесения и остров Св. Елены (фиг. 81)

| | | | | | | | | | |
|---|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Остров Вознесения | | | | | | | | | |
| Трахидолерит | 16.7 | 7.1 | 12.3 | 63.9 | | 61.9 | 26.2 | 11.9 | 67.3 |
| Трахидолерит | 16.1 | 5.6 | 13.3 | 65.0 | | 62.4 | 26.9 | 10.6 | 67.3 |
| Трахидолерит | 16.7 | 1.4 | 14.7 | 67.2 | | 47.7 | 25.5 | 26.8 | 76.0 |
| Трахит | 20.3 | 0.4 | 5.5 | 73.8 | | 87.8 | 2.4 | 9.8 | 67.3 |
| Трахит | 18.8 | 2.0 | 3.2 | 76.0 | | 55.0 | 15.0 | 30.0 | 61.0 |
| Трахит | 21.1 | 0.3 | 6.9 | 71.7 | | 56.0 | 16.0 | 28.0 | 64.0 |
| Трахит | 20.0 | 0.5 | 4.8 | 74.7 | | 68.0 | 6.0 | 26.0 | 60.0 |
| Трахит | 20.4 | 0.9 | 4.3 | 74.4 | | 64.0 | 6.0 | 30.0 | 63.0 |
| Трахит | 16.4 | 1.4 | 2.9 | 79.3 | | 67.0 | 8.0 | 25.0 | 59.0 |
| Трахит | 16.1 | 0.7 | 5.3 | 77.9 | 30.0 | 66.2 | 3.8 | | 78.7 |
| Обсидиан | 16.3 | 2.7 | 1.5 | 79.5 | | 48.0 | 9.0 | 43.0 | 67.0 |
| Пемза | 21.2 | 0.0 | 5.8 | 72.9 | | 58.3 | 10.7 | 31.0 | 64.1 |
| Риолитовый обсидиан | 17.6 | 0.2 | 4.1 | 78.1 | | 80.7 | 3.2 | 16.1 | 72.4 |
| Оливиновый базальт | 7.25 | 7.25 | 28.7 | 56.8 | | 40.0 | 42.6 | 17.4 | 86.8 |
| Оливиновый базальт | 9.7 | 5.6 | 26.1 | 58.6 | | 46.1 | 32.6 | 21.3 | 81.7 |
| Трахидолеритовый базальт | 13.3 | 4.6 | 19.9 | 62.2 | | 44.3 | 33.9 | 21.8 | 77.3 |
| Остров Св. Елены | | | | | | | | | |
| Базальт бедный оливином | 13.3 | 6.2 | 23.2 | 57.3 | | 47.9 | 35.4 | 16.7 | 86.2 |
| Базальт бедный оливином до безоливинового | 10.8 | 8.1 | 17.6 | 63.5 | | 66.7 | 29.2 | 4.1 | 85.1 |
| Базальт трахидолеритовый | 14.0 | 5.8 | 19.0 | 61.2 | | 55.3 | 30.4 | 14.3 | 78.6 |
| Фонолит | 21.5 | 0.6 | 9.3 | 68.6 | | 67.9 | 4.4 | 27.7 | 72.7 |
| Фонолит | 26.0 | 0.1 | 3.8 | 70.1 | | 74.6 | 1.8 | 23.6 | 65.1 |
| Фонолит | 22.7 | 0.7 | 10.3 | 66.3 | | 56.0 | 7.0 | 37.0 | 75.3 |
| Фонолит | 23.6 | 0.1 | 7.1 | 69.2 | | 72.4 | 1.0 | 26.6 | 71.3 |
| Трахитовый фонолит | 23.1 | 0.4 | 5.4 | 71.1 | | 68.5 | 2.5 | 29.0 | 63.5 |
| Трахидолерит | 10.1 | 6.9 | 31.0 | 52.0 | | 39.5 | 34.1 | 26.4 | 76.4 |
| Базальт бедный оливином | 10.3 | 4.9 | 28.9 | 55.9 | | 38.1 | 42.1 | 19.8 | 80.3 |
| Базальт богатый [оливином] | 6.4 | 4.4 | 36.0 | 53.2 | | 30.5 | 47.2 | 22.3 | 81.6 |

Вулканические породы Италии (фиг. 82)

| | | | | | | | | | |
|-----------------------|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| Эвганси | | | | | | | | | |
| Долерит | 8.4 | 4.7 | 24.1 | 6.8 | | 35 | 46 | 19 | 81 |
| Базальт | 9.1 | 7.2 | 23.0 | 60.7 | | 48 | 37 | 15 | 90 |
| Гиперстеновый андезит | 15.1 | 3.6 | 7.7 | 73.6 | | 61 | 35 | 4 | 64 |
| Плагиоклазовый трахит | 16.3 | 2.2 | 6.7 | 74.8 | 11 | 48 | 21 | | 61 |
| Риолит | 12.9 | 0.3 | 3.8 | 83.0 | 68 | 23 | 9 | | 52 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|-------------------------------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|
| Санидиново-авгитовый трахит | 23.3 | 2.8 | 9.1 | 64.8 | | 58.9 | 23.3 | 17.8 | 50.2 |
| Фонолит | 25.0 | 1.8 | 2.6 | 70.6 | | 38.9 | 4.4 | 27.8 | 28.9 |
| Фонолит | 25.4 | 0.3 | 5.3 | 69.0 | | 48.7 | 17.1 | 34.2 | 60.3 |
| Фонолит | 31.7 | 0.6 | 4.0 | 63.7 | | 59.6 | 24.6 | 15.8 | 72.3 |
| Базальт | 9.1 | 5.5 | 24.2 | 61.2 | | 34.7 | 51.7 | 13.6 | 83.8 |
| Базальт | 8.4 | 4.4 | 27.8 | 59.4 | | 30.0 | 51.9 | 18.1 | 82.5 |
| Лейцитовый базальт | 11.2 | 3.6 | 32.2 | 54.0 | | 24.2 | 53.2 | 22.6 | 91.7 |
| Анальцимовый базальт | 9.2 | 3.1 | 32.7 | 55.0 | | 29.1 | 48.5 | 22.4 | 88.0 |
| Лейцитовый базальт Монте-Арчи | 7.5 | 9.1 | 32.6 | 50.8 | | 47.8 | 36.7 | 15.5 | 40.4 |
| Жапарит | 15.6 | 0.9 | 2.8 | 80.7 | 18.6 | 60.5 | 20.9 | | 51.7 |
| Трахит | 20.3 | 0.3 | 4.9 | 74.5 | | 59.4 | 20.3 | 20.3 | 55.2 |
| Андезит | 7.9 | 5.3 | 21.1 | 65.7 | | 37.7 | 51.6 | 10.7 | 86.2 |
| Базальт офитовый | 10.0 | 6.2 | 20.2 | 63.6 | | 42.8 | 47.9 | 9.3 | 81.9 |
| Перлит | 15.4 | 1.2 | 3.6 | 79.8 | 30.2 | 47.2 | 22.6 | | 50.9 |
| Обсидиан | 14.7 | 0.9 | 1.9 | 82.5 | 7.0 | 75.0 | 18.0 | | 54.1 |
| Гиперстеновый витро-андезит | 11.3 | 3.3 | 16.1 | 69.3 | | 35.7 | 48.5 | 15.8 | 72.9 |

Вулканы Эгейского моря (фиг. 86)

| | | | | | | | | | |
|----------------------------------|------|------|------|------|----|----|----|----|----|
| Санторин | | | | | | | | | |
| Пироксеновый андезит | 12.9 | 3.9 | 9.7 | 73.5 | | 57 | 35 | 8 | 80 |
| Пироксеновый андезит | 13.6 | 3.5 | 7.1 | 75.8 | | 77 | 12 | 11 | 75 |
| Гиперстеновый андезит | 13.4 | 4.1 | 8.3 | 74.2 | | 61 | 21 | 10 | 80 |
| Андезит | 11.9 | 4.8 | 9.8 | 73.5 | | 63 | 35 | 2 | 67 |
| Пироксеновый андезит | 12.5 | 3.9 | 6.2 | 77.4 | 3 | 74 | 23 | | 80 |
| Пироксеновый андезит | 14.3 | 2.7 | 9.5 | 73.5 | | 66 | 19 | 15 | 78 |
| Андезит | 15.1 | 2.5 | 7.2 | 75.2 | | 63 | 22 | 15 | 88 |
| Андезит | 14.8 | 3.5 | 7.8 | 73.9 | 22 | 57 | 21 | | 79 |
| Андезит | 14.3 | 2.9 | 8.5 | 74.3 | 26 | 52 | 22 | | 69 |
| Пироксеновый андезит | 13.7 | 2.6 | 8.2 | 75.5 | | 65 | 13 | 22 | 78 |
| Дабрадоровая лава | 14.6 | 5.2 | 9.4 | 70.8 | 33 | 40 | 27 | | 70 |
| Анортитовая лава | 8.7 | 11.8 | 16.4 | 63.1 | | 41 | 48 | 11 | 93 |
| Микротинит | 12.5 | 2.5 | 4.5 | 80.5 | 9 | 33 | 58 | | 68 |
| Микротинит | 11.7 | 6.5 | 10.8 | 71.0 | | 52 | 41 | 7 | 71 |
| Гиперстеновый андезит | 14.4 | 2.2 | 6.9 | 76.5 | | 41 | 33 | 26 | 70 |
| Милос | | | | | | | | | |
| Плагиолипарит | 11.2 | 2.0 | 2.6 | 83.8 | 36 | 56 | 8 | | 60 |
| Биотитовый плагиолипарит | 13.3 | 0.1 | 4.5 | 82.1 | | 37 | 5 | 58 | 66 |
| Роговообманковый плагиолипарит | 13.2 | 1.9 | 6.3 | 78.6 | | 41 | 14 | 45 | 63 |
| Роговообманковый пироксен. дацит | 10.4 | 5.1 | 11.0 | 73.5 | | 46 | 38 | 16 | 73 |
| Пироксеновый андезит | 8.8 | 4.2 | 25.7 | 61.3 | | 32 | 38 | 30 | 70 |
| Пироксеновый дацит | 11.9 | 4.0 | 11.8 | 72.3 | | 42 | 37 | 21 | 67 |
| Пироксеновый андезит | 9.7 | 5.7 | 19.2 | 65.4 | | 39 | 36 | 25 | 75 |
| Плагиоклазовый андезит | 10.5 | 7.2 | 17.6 | 54.7 | | 62 | 4 | 34 | 68 |
| Пироксеновый дацит бескварцевый | 12.0 | 2.7 | 11.5 | 73.8 | | 46 | 18 | 36 | 64 |
| Биотитовый дацит | 11.5 | 3.7 | 7.7 | 77.1 | 34 | 47 | 19 | | 79 |
| Эгина | | | | | | | | | |
| Роговообманк. авгитовый андезит | 9.5 | 7.0 | 17.6 | 65.9 | | 43 | 25 | 32 | 70 |
| Роговообманковый андезит | 10.0 | 7.3 | 8.0 | 74.7 | | 59 | 35 | 6 | 76 |
| Роговообманковый андезит | 10.4 | 9.3 | 12.6 | 67.7 | 36 | 45 | 19 | | 77 |
| Авгит гиперстеновый андезит | 12.4 | 2.5 | 22.5 | 62.6 | | 34 | 24 | 42 | 81 |
| Роговообманковый андезит | 13.7 | 3.3 | 10.0 | 73.0 | | 64 | 22 | 14 | 70 |
| Роговообманковый андезит | 11.7 | 6.3 | 10.5 | 71.5 | | 53 | 40 | 7 | 82 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|---|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| В и т е р б о | | | | | | | | | |
| Биотитовый латит | 13.8 | 5.1 | 10.8 | 70.3 | 21 | 46 | 33 | | 43 |
| Пеперито | 14.9 | 4.5 | 10.6 | 70.0 | | 30 | 24 | 46 | 57 |
| Б о л ь с е н а | | | | | | | | | |
| Лейцитовый базанит | 7.1 | 4.5 | 39.2 | 49.2 | | 17 | 57 | 26 | 29 |
| Лейцитит | 12.6 | 3.1 | 31.9 | 52.4 | | 24 | 37 | 39 | 28 |
| Вульзинит | 19.7 | 3.3 | 7.5 | 69.5 | | 60 | 23 | 17 | 29 |
| Вульзинит | 19.9 | 3.5 | 7.2 | 69.4 | | 52 | 27 | 21 | 36 |
| Лейцитовый трахит | 22.7 | 3.4 | 6.7 | 67.2 | | 59 | 27 | 14 | 41 |
| В и к о | | | | | | | | | |
| Лейцитовый тефрит | 14.6 | 3.2 | 22.4 | 69.8 | | 30 | 39 | 31 | 29 |
| Вульзинит | 19.0 | 3.0 | 13.6 | 64.4 | | 35 | 35 | 30 | 41 |
| Лейцитовый трахит | 19.9 | 3.1 | 11.0 | 66.0 | | 48 | 27 | 25 | 36 |
| Лейцитовый тефрит | 18.8 | 5.8 | 9.9 | 65.5 | | 58 | 32 | 10 | 37 |
| Лейцитовый тефрит | 22.4 | 2.4 | 9.8 | 65.4 | | 46 | 27 | 27 | 30 |
| Лейцитовый трахит | 19.9 | 3.9 | 9.5 | 66.7 | | 61 | 29 | 10 | 26 |
| Вульзинит | 20.8 | 2.7 | 9.1 | 67.4 | | 46 | 31 | 23 | 35 |
| Лейцитовый трахит | 22.5 | 3.2 | 7.1 | 67.2 | | 54 | 28 | 18 | 29 |
| Фонолитовый трахит | 24.3 | 0.5 | 6.3 | 68.9 | | 64 | 3 | 33 | 45 |
| М о н т е - Ч и м и н и | | | | | | | | | |
| Чиминит | 13.0 | 2.9 | 23.1 | 61.0 | | 22 | 56 | 22 | 29 |
| Чиминит | 11.7 | 3.3 | 22.4 | 62.6 | | 22 | 57 | 21 | 24 |
| О р в и е т о | | | | | | | | | |
| Лейцитовый тефрит | 16.5 | 4.3 | 19.6 | 59.6 | | 40 | 32 | 28 | 33 |
| Лейцитовый трахит | 20.9 | 2.1 | 11.0 | 66.0 | | 47 | 28 | 25 | 37 |
| М о н т е - Ф и а с к о н е | | | | | | | | | |
| Лейцитит | 4.5 | 7.9 | 32.3 | 55.3 | | 32 | 40 | 28 | 45 |
| Лейцитит | 13.1 | 3.2 | 29.3 | 54.4 | | 25 | 39 | 36 | 25 |
| Лейцитовый тефрит | | | | | | | | | |
| Тосканелло | 15.5 | 4.9 | 18.0 | 61.6 | | 38 | 34 | 28 | 36 |
| Б р а ч ч а н о | | | | | | | | | |
| Лейцитит | 18.1 | 3.2 | 22.0 | 56.7 | | 35 | 29 | 35 | 33 |
| Лейцитовый тефрит | 18.5 | 2.9 | 19.0 | 59.6 | | 35 | 30 | 35 | 24 |
| Лейцитовый тефрит | 20.3 | 3.5 | 15.2 | 61.0 | | 40 | 26 | 34 | 30 |
| Лейцитовый фонолит | 26.5 | 1.0 | 6.6 | 65.9 | | 45 | 13 | 42 | 41 |
| А л б а н с к и е г о р ы | | | | | | | | | |
| Биотитовый пироксенит | 4.9 | 2.9 | 44.0 | 48.2 | | 17 | 44 | 39 | 33 |
| Мелилитовый альбанит | 17.3 | 0.9 | 31.1 | 50.7 | | 26 | 31 | 43 | 29 |
| Албанит (лейцитит) | 13.1 | 3.2 | 29.4 | 54.3 | | 25 | 39 | 36 | 25 |
| Миссурит | 15.7 | 0.5 | 28.1 | 55.7 | | 13 | 40 | 47 | 15 |
| Лейцитит | 17.7 | 2.2 | 28.0 | 52.1 | | 31 | 32 | 37 | 27 |
| Миссурит | 17.6 | 1.8 | 27.8 | 52.9 | | 25 | 29 | 46 | 30 |
| Лейцитит | 13.7 | 5.8 | 27.5 | 53.0 | | 38 | 36 | 26 | 27 |
| Лейцитит | 18.1 | 2.4 | 26.3 | 53.2 | | 24 | 33 | 43 | 32 |
| Лейцитит | 14.6 | 4.3 | 26.0 | 55.1 | | 28 | 38 | 34 | 25 |
| Лейцитовый базальт | 12.2 | 5.9 | 25.0 | 56.9 | | 32 | 29 | 39 | 37 |
| Н е ф е л и н о в о - м е л и л и т о - в а я п о р о д а | | | | | | | | | |
| Лейцитит | 25.3 | 1.5 | 23.8 | 49.4 | | 18 | 44 | 68 | 61 |
| Лейцитит | 16.5 | 4.0 | 22.9 | 56.6 | | 33 | 32 | 35 | 31 |
| Лейцитит | 19.0 | 2.8 | 22.7 | 55.5 | | 30 | 18 | 52 | 22 |
| Лейцитит | 26.0 | 4.7 | 5.1 | 61.2 | | 14 | 17 | 69 | 30 |
| Таволатит | 31.9 | 0.1 | 5.1 | 62.9 | | 38 | 4 | 58 | 12 |
| Италит | 31.8 | 0.7 | 2.4 | 65.5 | | 27 | 3 | 70 | 5 |

Этна (фиг. 83)

| | | | | | | | | | |
|---|------|-----|------|------|--|------|------|------|------|
| Д о э т н е й с к и е л а в ы | | | | | | | | | |
| Андезитовый андезит | 14.9 | 5.1 | 19.6 | 60.4 | | 41.8 | 31.2 | 27.0 | 78.5 |
| Андезитовый базальт | 8.1 | 6.8 | 29.2 | 55.9 | | 29.7 | 51.3 | 19.0 | 89.5 |
| Оливино-лабрадоровый базальт | 9.8 | 5.6 | 27.9 | 56.7 | | 28.8 | 45.8 | 25.4 | 76.7 |
| Андезитовый андезит | 12.5 | 7.4 | 20.9 | 59.2 | | 42.7 | 32.2 | 25.1 | 79.5 |
| Андезитовый андезит | 12.0 | 5.9 | 23.7 | 58.4 | | 39.7 | 27.4 | 32.9 | 82.8 |
| Базальт | 17.8 | 0.7 | 30.0 | 51.5 | | 32.8 | 35.6 | 31.6 | 89.1 |
| Л а в ы д о и с т о р и ч е с к о й Э т н ы | | | | | | | | | |
| Олигоклазовый андезит | 17.1 | 3.9 | 11.2 | 67.8 | | 51.9 | 29.0 | 19.1 | 75.8 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|----------------------------------|------|-----|------|------|----|------|------|------|------|
| Олигоклазовый андезит | 17.6 | 3.8 | 9.0 | 69.6 | | 57.8 | 15.6 | 26.6 | 76.0 |
| Олигоклазовый андезит | 16.8 | 3.9 | 10.1 | 69.2 | | 57.6 | 18.1 | 24.3 | 75.0 |
| Олигоклазовый андезит | 16.3 | 3.8 | 16.2 | 63.7 | | 48.3 | 29.2 | 22.5 | 74.8 |
| Олигоклазово-андезиновый андезит | 15.6 | 5.8 | 13.7 | 64.9 | | 45.9 | 35.2 | 18.9 | 78.6 |
| Андезиновый андезит | 14.6 | 5.1 | 16.0 | 64.3 | | 41.8 | 34.5 | 23.7 | 79.2 |
| Андезиновый андезит | 14.3 | 6.0 | 16.5 | 63.2 | | 44.9 | 35.2 | 19.9 | 74.5 |
| Андезиновый андезит | 13.6 | 8.1 | 15.5 | 62.8 | | 48.1 | 31.8 | 20.1 | 76.6 |
| Андезиновый андезит | 13.3 | 8.4 | 14.4 | 63.9 | | 40.9 | 38.9 | 20.2 | 78.0 |
| Древние лавы Этны | | | | | | | | | |
| Андезиновый базальт-андезит | 12.4 | 4.6 | 26.3 | 56.7 | | 41.2 | 33.2 | 25.6 | 81.3 |
| Современные лавы Этны | | | | | | | | | |
| Андезиновый базальт | 11.2 | 5.1 | 26.0 | 57.7 | | 37.7 | 34.0 | 28.3 | 80.5 |
| Андезиновый андезит | 12.4 | 6.0 | 23.2 | 58.4 | | 40.3 | 31.8 | 27.9 | 80.9 |
| Нефелиново-олигоклазовый андезит | 18.5 | 3.4 | 19.1 | 59.0 | | 40.3 | 25.2 | 34.5 | 83.0 |
| Андезиновый базальт | 13.9 | 5.5 | 21.1 | 59.5 | | 40.7 | 28.2 | 31.1 | 80.0 |
| Андезиновый базальт | 13.0 | 6.0 | 22.4 | 58.6 | | 40.7 | 29.8 | 29.5 | 84.0 |

Липарские острова (фиг. 84)

| Липари | | | | | | | | | |
|----------------------------------|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| Обсидиан | 14.6 | 0.8 | 3.0 | 81.6 | | 71 | 11 | 18 | 56 |
| Литоидный риолит | 15.2 | 0.6 | 1.4 | 82.7 | | 90 | 10 | 0 | 55 |
| Обсидиан | 15.4 | 0.4 | 2.4 | 81.8 | | 75 | 8 | 16 | 56 |
| Обсидиан | 15.8 | 0.5 | 2.2 | 81.5 | | 82 | 3 | 15 | 56 |
| Пемза | 16.5 | 0.1 | 2.5 | 81.9 | | 59 | 8 | 33 | 55 |
| Пемза | 15.9 | 0.3 | 3.1 | 80.7 | | 51 | 23 | 26 | 59 |
| Литоидный риолит | 15.3 | 1.0 | 7.8 | 75.9 | | 36 | 35 | 29 | 56 |
| Литоидный риолит | 13.9 | 1.0 | 8.1 | 77.0 | 30 | 23 | 47 | | 67 |
| Дациит | 12.7 | 7.5 | 5.9 | 73.9 | | 64 | 28 | 8 | 56 |
| Кордиеритовый андезит | 9.1 | 5.6 | 12.9 | 72.4 | 31 | 46 | 23 | | 42 |
| Базальт | 14.8 | 0.8 | 26.7 | 58.7 | | 35 | 16 | 49 | 63 |
| Вулкано | | | | | | | | | |
| Риолитовый обсидиан | 16.6 | 0 | 5.3 | 78.1 | | 36 | 21 | 43 | 59 |
| Риолит | 14.8 | 0.7 | 6.2 | 78.3 | 33 | 36 | 31 | | 61 |
| Риолит | 15.5 | 0.8 | 5.8 | 79.9 | | 37 | 24 | 39 | 58 |
| Микросанидинит | 14.0 | 5.3 | 14.9 | 65.8 | | 48 | 33 | 19 | 51 |
| Трахит | 16.7 | 2.3 | 6.6 | 74.4 | | 57 | 42 | 1 | 54 |
| Трахит (древний) | 14.9 | 1.8 | 12.4 | 70.9 | | 73 | 3 | 24 | 65 |
| Нантеллерито-андезит | 6.7 | 8.1 | 11.2 | 74.0 | 5 | 62 | 33 | | 72 |
| Вулканиит | 7.8 | 5.2 | 10.8 | 76.2 | 51 | 41 | 8 | | 95 |
| Базальт | 9.9 | 3.6 | 27.5 | 59.0 | | 33 | 35 | 32 | 72 |
| Вулканелло | | | | | | | | | |
| Лейцитовый тефрит | 16.2 | 1.5 | 24.8 | 57.5 | | 31 | 32 | 36 | 53 |
| Стромболи | | | | | | | | | |
| Базальт | 10.3 | 3.9 | 29.2 | 56.6 | | 46 | 23 | 31 | 61 |
| Базальт | 11.6 | 6.0 | 25.3 | 57.1 | | 28 | 41 | 31 | 60 |
| Роговообманковый андезит Панария | 10.3 | 3.0 | 11.4 | 75.3 | | 57 | 25 | 18 | 61 |
| Филикуди | | | | | | | | | |
| Роговообманковый андезит | 7.8 | 8.9 | 14.0 | 69.3 | | 60 | 25 | 15 | 72 |
| Роговообманковый андезит | 11.0 | 5.2 | 12.8 | 71.0 | | 53 | 27 | 20 | 67 |
| Базальт | 8.1 | 7.8 | 18.9 | 65.2 | | 56 | 47 | 37 | 77 |

Монте-Ферру и Монте-Арчи (Сардиния) (фиг. 85)

| | | | | | | | | | |
|----------------------------------|------|-----|-----|------|------|------|------|------|------|
| Монте-Ферру | | | | | | | | | |
| Авгитовый витроандезит | 12.0 | 5.9 | 8.1 | 74.0 | | 63.1 | 26.1 | 10.8 | 67.1 |
| Трахит | 20.1 | 3.1 | 5.6 | 71.2 | | 70.5 | 3.8 | 25.7 | 55.4 |
| Трахит | 21.3 | 1.8 | 5.4 | 71.5 | 31.2 | 54.5 | 14.3 | | 51.0 |
| Санидиново-плагиоклазовый трахит | 23.0 | 3.0 | 6.6 | 67.4 | | 55.9 | 33.3 | 10.8 | 58.6 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|---------------------------------------|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| Метана | | | | | | | | | |
| Роговообманково-гиперстеновый дацит | 8.8 | 7.7 | 10.5 | 73.7 | 21 | 52 | 27 | | 75 |
| Роговообманково-гиперстеновый дацит | 7.7 | 6.4 | 11.9 | 74.0 | 26 | 50 | 23 | | 71 |
| Роговообманково-гиперстеновый андезит | 10.4 | 7.6 | 10.6 | 71.4 | | 59 | 33 | 8 | 75 |
| Гиперстеновый андезит | 9.4 | 7.8 | 11.8 | 71.0 | | 67 | 25 | 8 | 80 |

Вулканы Центрального Кавказа (фиг. 87)

| | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| Казбекские лавы | | | | | | | | | |
| Андезито-дацит в 2 км | 8.1 | 5.7 | 15.4 | 70.8 | 24 | 46 | 30 | | 68 |
| Красная древняя лава | 11.7 | 4.5 | 14.8 | 9.0 | | 34 | 46 | 20 | 82 |
| Андезит аршинский | 8.5 | 5.5 | 16.4 | 69.6 | 27 | 35 | 38 | | 76 |
| Андезит Сахцетск. пот. | 15.0 | 2.1 | 16.9 | 66.0 | | 40 | 35 | 25 | 71 |
| Андезит » » | 15.0 | 2.5 | 16.0 | 66.5 | | 41 | 32 | 27 | 72 |
| Андезит » » | 14.6 | 2.7 | 15.5 | 67.2 | | 40 | 36 | 24 | 76 |
| Андезит пот. Цдо | 14.0 | 2.5 | 15.5 | 68.0 | | 44 | 30 | 26 | 70 |
| Андезит мал. Аршинск. п. | 14.1 | 3.4 | 15.1 | 67.4 | | 42 | 37 | 21 | 67 |
| Андезит бол. Аршинск. п. | 14.3 | 2.6 | 14.9 | 68.2 | | 43 | 30 | 27 | 70 |
| Андезит мал. Аршинск. п. | 14.4 | 3.4 | 14.5 | 67.7 | | 42 | 31 | 24 | 68 |
| Андезит аршинский | 14.3 | 3.4 | 14.7 | 67.6 | | 44 | 33 | 23 | 68 |
| Андезит » | 14.5 | 2.8 | 13.7 | 69.0 | | 42 | 29 | 29 | 69 |
| Андезит пот. Цдо верх | 15.0 | 2.9 | 13.7 | 68.4 | | 42 | 32 | 26 | 66 |
| Андезит кислотоупор. | 10.3 | 6.5 | 12.1 | 71.1 | 39 | 27 | 34 | | 70 |
| Андезит кислотоупор. | 10.4 | 6.5 | 10.2 | 72.9 | 25 | 39 | 36 | | 75 |
| Андезит ледника Абанет | 9.8 | 7.1 | 12.5 | 70.6 | | 40 | 55 | 5 | 83 |
| Андезит Цхоар Корти | 13.7 | 3.9 | 12.8 | 69.6 | | 39 | 30 | 31 | 78 |
| Андезит Цхоар Корти кварц-оливиновый | 13.8 | 3.9 | 12.2 | 70.0 | | 35 | 32 | 33 | 78 |
| Андезит Блаты | 11.9 | 7.0 | 11.0 | 70.6 | | 46 | 53 | 1 | 59 |
| Андезито-дацит 20 км. | 13.3 | 4.9 | 10.9 | 70.9 | | 46 | 39 | 15 | 76 |
| Андезито-дацит Чхери | 12.8 | 4.7 | 11.8 | 70.7 | | 37 | 50 | 13 | 80 |
| Серая лава » | 10.7 | 7.2 | 10.4 | 71.7 | | 45 | 53 | 2 | 76 |
| Андезито-дацит » | 12.3 | 5.7 | 9.6 | 72.4 | | 36 | 56 | 7 | 84 |
| Серая лава устье Чхери | 8.6 | 8.0 | 8.6 | 74.8 | | 54 | 45 | 1 | 79 |
| Серо-красная лава » | 8.8 | 5.8 | 8.1 | 77.3 | 34 | 39 | 27 | | 78 |
| Андезито-дацит » | 12.8 | 5.2 | 10.3 | 71.7 | | 44 | 42 | 14 | 50 |
| Андезито-дацит » | 13.9 | 5.1 | 9.8 | 71.2 | | 35 | 57 | 8 | 68 |
| Дацит серо-красный » | 13.6 | 3.6 | 8.3 | 74.5 | | 45 | 41 | 14 | 80 |
| Лава такситовая » | 13.7 | 4.1 | 7.9 | 74.3 | | 49 | 32 | 19 | 77 |
| Трахидацит | | | | | | | | | |
| Дацит | 9.4 | 5.7 | 10.2 | 74.7 | 16 | 42 | 42 | | 66 |
| Дацит | 9.7 | 4.0 | 8.9 | 77.4 | | 46 | 30 | 24 | 74 |
| Такситовая лава | 13.0 | 3.6 | 10.4 | 73.0 | | 59 | 19 | 22 | 87 |
| Андезито-дацит Девдорак | 12.2 | 5.7 | 8.1 | 74.0 | 29 | 48 | 23 | | 77 |
| Дацит гиалоплазматический Хреты | 13.0 | 4.2 | 7.5 | 75.3 | 26 | 42 | 32 | | 65 |
| Дацит Сырх Казбекский Кабарджин | 12.1 | 5.1 | 8.5 | 74.2 | | 54 | 44 | 2 | 50 |
| Глыбовая лава, Сиони | 14.8 | 8.2 | 14.3 | 67.9 | | 43 | 31 | 26 | 69 |
| Дацит | 13.8 | 3.7 | 6.4 | 76.1 | 11 | 57 | 32 | | 70 |
| Дацит вулк. Цители | 14.0 | 4.2 | 5.4 | 76.7 | 16 | 69 | 15 | | 66 |
| Гудаур, Млеты | | | | | | | | | |
| Андезито-базальт Гудаур | 12.1 | 4.2 | 21.5 | 62.2 | | 29 | 38 | 33 | 62 |
| Шлак в. Сакохе | 10.1 | 8.0 | 17.6 | 64.3 | | 38 | 51 | 11 | 74 |
| Андезито-базальт Кадис, Хеви | 10.5 | 6.5 | 16.5 | 66.5 | 6 | 35 | 59 | | 68 |
| Андезит Млеты | 12.2 | 6.5 | 16.6 | 64.6 | | 33 | 56 | 11 | 81 |
| Андезит | 10.4 | 8.3 | 14.7 | 66.6 | | 36 | 63 | 1 | 74 |
| Хорисар | | | | | | | | | |
| Красная лава | 15.1 | 3.1 | 12.9 | 68.9 | | 46 | 28 | 26 | 68 |
| Андезито-дацит | 12.7 | 5.3 | 11.0 | 71.0 | | 37 | 54 | 9 | 78 |
| Кельское плато | | | | | | | | | |
| Липарито-дацит, Сырх | 15.0 | 2.7 | 3.9 | 78.4 | 24 | 66 | 10 | | 62 |
| Трахитовая лава | 14.4 | 2.8 | 5.7 | 77.1 | 28 | 34 | 37 | | 69 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f | m' | c' | n |
|------------------------------------|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| Андезит ок. Нарван Хох | 10.2 | 6.8 | 14.9 | 68.1 | 12 | 54 | 34 | | 72 |
| Андезито-трахит Маг- ландори | 13.7 | 5.1 | 6.2 | 75.0 | | 62 | 6 | 32 | 66 |
| Трахидацит Магландори | 13.6 | 4.7 | 6.6 | 75.1 | | 68 | 6 | 36 | 66 |
| Лава (по Абику) | 11.9 | 3.4 | 12.3 | 72.4 | 45 | 50 | 25 | | 81 |
| Лава с Фидар Хоха | 12.3 | 3.9 | 8.8 | 75.0 | 43 | 34 | 32 | | 75 |
| Дацит с Эрито Гудаур | 12.6 | 6.5 | 3.5 | 77.4 | | 86 | 6 | 8 | 68 |
| Дацит Непискало | 12.7 | 4.9 | 7.8 | 74.6 | 32 | 57 | 11 | | 66 |
| Андезито-дацит, Непи- скало | 13.1 | 4.1 | 12.2 | 70.6 | | 60 | 34 | 6 | 67 |
| Андезито-дацит, верховья Лиахвы | 12.0 | 4.2 | 6.3 | 77.5 | 4 | 63 | 32 | | 84 |
| Андезито-дацит, верховья Лиахвы | 11.5 | 4.5 | 10.2 | 73.8 | 47 | 27 | 26 | | 72 |
| Андезито-дацит, верховья Лиахвы | 13.5 | 5.8 | 9.6 | 71.1 | 19 | 44 | 37 | | 76 |
| Андезито-дацит, верховья Лиахвы | 12.5 | 4.5 | 9.4 | 73.6 | 51 | 31 | 18 | | 74 |
| Андезито дацит, верховья Лиахвы | 14.0 | 6.2 | 7.9 | 72.6 | | 51 | 49 | 0 | 75 |
| Дацит, верховья Ксана | 11.6 | 4.2 | 9.0 | 75.2 | 30 | 32 | 38 | | 68 |

Вулканы Оверни (фиг. 88)

| | | | | | | | | | |
|------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Пюи-дю-Дом | | | | | | | | | |
| Акаратрит | 7.1 | 2.5 | 45.6 | 44.8 | | 25.4 | 45.1 | 29.5 | 82.1 |
| Базальт богатый оливни- ном | 8.7 | 6.0 | 30.6 | 54.7 | | 37.9 | 34.3 | 27.8 | 71.0 |
| Базальт андезитовый | 8.6 | 3.7 | 30.2 | 57.5 | | 28.4 | 52.5 | 19.1 | 66.7 |
| Базальт андезитовый | 9.4 | 5.9 | 28.0 | 56.7 | | 35.6 | 39.5 | 24.9 | 72.5 |
| Базальт андезитовый | 9.7 | 4.7 | 27.6 | 58.0 | | 39.5 | 32.1 | 28.4 | 71.8 |
| Рогообманковый до- ломит | 20.3 | 0.9 | 5.1 | 73.7 | | 56.6 | 13.1 | 30.3 | 70.2 |
| Рогообманковый доло- мит | 20.4 | 1.5 | 4.9 | 73.2 | | 47.3 | 27.0 | 25.7 | 69.7 |
| Пемза | 20.6 | 2.5 | 3.4 | 73.5 | | 73.7 | 12.8 | 8.5 | 71.6 |
| Мон-Дор | | | | | | | | | |
| Эссекситовое габбро | 10.5 | 4.9 | 28.6 | 56.0 | | 30.1 | 43.3 | 26.6 | 78.2 |
| Тефритовый лабрадорит | 12.8 | 5.0 | 23.0 | 59.2 | | 44.1 | 31.6 | 24.3 | 74.2 |
| Монзонит | 20.1 | 2.2 | 9.3 | 68.4 | | 43.7 | 28.9 | 27.4 | 67.1 |
| Пемза трахитовая | 13.7 | 1.9 | 9.2 | 75.2 | 77.2 | 22.8 | 0 | | 42.1 |
| Фонолитовый трахит | 19.2 | 2.5 | 7.3 | 71.0 | 57.7 | 32.7 | 9.6 | | 55.9 |
| Пемза трахитовая | 19.7 | 0.9 | 6.7 | 72.7 | 60.2 | 33.3 | 6.5 | | 59.9 |
| Эгриновый трахит | 21.4 | 1.55 | 5.55 | 71.5 | | 42.7 | 19.5 | 37.8 | 65.0 |
| Фонолитовый трахит с гауином | 19.3 | 2.8 | 6.2 | 71.7 | 50.6 | 39.1 | 10.3 | | 55.9 |
| Фонолитовый трахит с гауином | 20.5 | 3.0 | 5.3 | 71.2 | | 61.3 | 20.0 | 18.7 | 63.4 |
| Риолит | 15.6 | 0.7 | 3.8 | 79.9 | | 28.1 | 10.5 | 61.4 | 55.1 |
| Трахит | 20.8 | 2.7 | 2.5 | 74.0 | 27.8 | 47.2 | 25.0 | | 65.3 |
| Пемза риолитовая | 15.5 | 0.1 | 1.4 | 83.0 | | 66.7 | 14.3 | 19.0 | 57.4 |
| Риолит | 15.0 | 1.2 | 1.0 | 82.8 | | 37.5 | 62.5 | 0 | 61.4 |
| Кангаль | | | | | | | | | |
| Обсидиан эссекситового базальта | 8.3 | 4.2 | 36.9 | 50.6 | | 24.7 | 49.3 | 26.0 | 76.6 |
| Базальт долеритовый | 8.7 | 3.8 | 32.7 | 54.8 | | 31.0 | 44.1 | 24.9 | 79.1 |
| Эссекситовое габбро с оливином | 12.4 | 4.2 | 25.9 | 57.5 | | 34.9 | 41.4 | 23.7 | 78.3 |
| Эссекситовое габбро с оливином | 12.8 | 4.5 | 24.7 | 58.0 | | 38.6 | 36.9 | 24.5 | 69.9 |
| Андезит (лабрадоровый) | 11.6 | 5.3 | 18.4 | 64.7 | | 44.3 | 31.8 | 23.9 | 72.3 |
| Андезит | 13.1 | 5.9 | 12.1 | 68.9 | | 56.6 | 19.6 | 23.8 | 65.9 |
| Дацит | 12.9 | 4.5 | 11.1 | 71.5 | | 53.0 | 36.0 | 11.0 | 59.6 |
| Ордашиит | 20.0 | 4.3 | 9.6 | 66.1 | | 47.7 | 36.6 | 15.7 | 67.1 |
| Трахит фонолитовый | 20.8 | 2.2 | 8.7 | 68.3 | | 39.0 | 38.2 | 22.8 | 62.2 |
| Андезит | 15.8 | 6.5 | 8.2 | 69.5 | | 58.6 | 0 | 41.4 | 64.3 |
| Болтонит | 18.1 | 0 | 4.5 | 77.4 | 26.1 | 33.3 | 40.6 | | 66.7 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|---|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|
| Порфиновый пехштейн | 14.2 | 0.3 | 4.5 | 81.0 | 90.6 | 9.4 | 0 | | 65.3 |
| Порфиновый пехштейн | 16.4 | 0.3 | 2.9 | 80.4 | | 31.7 | 48.8 | 19.5 | 63.0 |
| Порфиновый пехштейн | 16.1 | 0.7 | 2.8 | 80.4 | 30.8 | 53.8 | 15.4 | | 67.3 |
| Монзонит с сиенитовой фацией | 18.6 | 4.4 | 9.2 | 67.8 | | 61.4 | 19.7 | 18.9 | 63.3 |
| Монзонит | 13.6 | 4.8 | 19.4 | 62.2 | | 41.8 | 35.3 | 22.9 | 71.4 |
| Микромонзонит | 14.0 | 6.1 | 13.1 | 66.8 | | 45.3 | 34.6 | 20.1 | 71.9 |
| Эссексит | 11.1 | 4.2 | 30.6 | 54.1 | | 32.1 | 44.5 | 23.4 | 79.5 |
| Бан-д'Орданш | | | | | | | | | |
| Фонолитовый трахит | 21.6 | 2.5 | 6.3 | 69.6 | | 51.6 | 28.6 | 19.8 | 65.2 |
| Орданшит | 14.5 | 5.1 | 17.3 | 63.1 | | 35.9 | 39.9 | 24.2 | 70.2 |
| Порфиновый базальт | 10.0 | 6.9 | 25.5 | 57.6 | | 38.3 | 30.2 | 31.5 | 72.9 |
| Порфиновый базальт (долеритовый тип) | 9.3 | 7.2 | 26.0 | 57.5 | | 36.4 | 39.1 | 24.5 | 72.7 |
| Оливиновый эссексит | 8.8 | 5.5 | 33.2 | 52.5 | | 32.4 | 46.5 | 21.1 | 68.2 |
| Риолит | 13.0 | 0.4 | 7.4 | 79.2 | | 13.7 | 7.7 | 78.6 | 57.8 |
| Тефритовый базальт | 11.2 | 5.3 | 25.3 | 58.2 | | 35.7 | 34.6 | 29.7 | 72.0 |
| Мезанк | | | | | | | | | |
| Фонолит | 19.1 | 2.5 | 6.7 | 71.7 | 43.7 | 54.2 | 2.1 | | 64.2 |
| Фонолит | 19.9 | 2.7 | 7.3 | 70.1 | 41.9 | 44.8 | 13.3 | | 64.1 |
| Мареж | | | | | | | | | |
| Орданшит | 17.9 | 5.0 | 14.7 | 62.4 | | 45.4 | 26.8 | 27.8 | 74.0 |
| Марежит (амфиболовая разность) | 4.4 | 6.4 | 42.8 | 46.4 | | 37.1 | 34.1 | 28.8 | 71.9 |

Северно-Рейнская вулканическая зона. (фиг. 89)

| Зибенгебирге | | | | | | | | | |
|-------------------------------|------|------|------|------|-------|----|----|----|----|
| Кварцевый трахит | 15.9 | 3.1 | 6.4 | 74.6 | 22 | 53 | 25 | | 59 |
| Гепторит | 8.3 | 7.9 | 30.5 | 53.3 | | 25 | 47 | 28 | 76 |
| Базальт | 13.3 | 9.4 | 17.5 | 59.8 | 3 | 60 | 37 | | 77 |
| Трахидолерит | 19.2 | 3.5 | 12.9 | 64.4 | | 72 | 16 | 12 | 68 |
| Андезит | 10.9 | 2.4 | 16.5 | 70.2 | | 51 | 28 | 21 | 66 |
| Трахит | 20.0 | 2.3 | 5.8 | 71.9 | | 69 | 2 | 23 | 39 |
| Андезит | 10.0 | 5.3 | 8.9 | 75.8 | | 62 | 21 | 17 | 85 |
| Лаахерское озеро | | | | | | | | | |
| Фонолит | 30.0 | 0.8 | 6.8 | 62.4 | | 51 | 7 | 42 | 57 |
| Лейцитовый базанит | 10.7 | 2.1 | 38.6 | 48.6 | | 25 | 39 | 36 | 54 |
| Лейцитовый тфрит | 13.6 | 4.6 | 22.8 | 59.0 | | 31 | 37 | 32 | 60 |
| Лейцитовый базанит | 13.8 | 2.1 | 35.1 | 49.0 | | 24 | 45 | 31 | 68 |
| Кварцевый бостонит- порфир | 22.1 | | 4.5 | 72.5 | 25 | 72 | 3 | 0 | 60 |
| Пемза | 30.3 | 0.7 | 3.1 | 65.9 | | 60 | 18 | 22 | 77 |
| Светлый трахит | 27.2 | 2.2 | 2.5 | 68.1 | 26 | 67 | 7 | | 68 |
| Лейцитовый базальт | 10.4 | 9 | 41.8 | 45.9 | | 24 | 43 | 33 | 54 |
| Базальтоидный тингуаит. | 26.8 | | 16.4 | 56.8 | | 40 | 17 | 43 | 49 |
| Вестервальд | | | | | | | | | |
| Авгитовый андезит | 11.3 | 8.9 | 24.8 | 55.0 | | 47 | 28 | 25 | 78 |
| Авгитовый андезит | 13.2 | 2.3 | 27.8 | 56.7 | | 52 | 16 | 32 | 72 |
| «Золь» базальт. | 4.5 | 14.2 | 22.8 | 58.5 | | 66 | 28 | 6 | 64 |
| Арфведсонитовый тра- хит. | 13.8 | 3.3 | 9.6 | 73.3 | n'-57 | | 19 | 24 | 68 |
| Трахиандезит | 10.4 | 3.6 | 17.1 | 68.9 | | 41 | 18 | 41 | 78 |
| Трахиандезит | 14.2 | 4.3 | 12.8 | 68.7 | | 43 | 40 | 17 | 79 |
| Фонолитовый трахит. | 20.9 | 0 | 8.2 | 70.9 | | 27 | 14 | 59 | 70 |
| «Золь» базальт | 6.6 | 9.9 | 28.7 | 54.8 | | 57 | 26 | 17 | 73 |
| Гессенская гор- ная страна | | | | | | | | | |
| Нефелиновый базальт | 7.2 | 7.2 | 41.7 | 43.9 | | 42 | 21 | 37 | 75 |
| Нефелиновый базанит | 8.9 | 5.6 | 36.0 | 49.5 | | 25 | 58 | 17 | 73 |
| Базальт | 5.8 | 8.1 | 30.4 | 55.7 | | 43 | 28 | 29 | 47 |
| Базальт | 13.6 | 1.5 | 33.7 | 51.2 | | 28 | 38 | 34 | 70 |
| Базальт | 15.5 | 2.4 | 28.1 | 54.0 | | 30 | 43 | 27 | 85 |
| Базальт | 11.1 | 7.3 | 24.6 | 57.0 | | 39 | 44 | 17 | 76 |
| Нефелиновый базанит | 10.5 | 5.5 | 28.5 | 55.5 | | 35 | 44 | 21 | 68 |
| Энстатитовый долерит | 11.0 | 10.2 | 18.5 | 60.3 | | 79 | 5 | 16 | 73 |
| Долерит | 11.2 | 0.6 | 30.7 | 57.5 | | 35 | 34 | 31 | 75 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|---------------------------------|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| Базальт | 11.2 | 3.5 | 22.9 | 62.4 | | 43 | 28 | 29 | 79 |
| Базальтовое стекло | 6.3 | 7.1 | 18.1 | 68.5 | | 73 | 21 | 6 | 83 |
| Базальт | 15.3 | 1.9 | 18.3 | 64.5 | | 52 | 4 | 44 | 81 |
| Лимбургит | 14.1 | 1.9 | 29.0 | 55.0 | | 18 | 36 | 46 | 87 |
| Мелилитовый нефелин. базальт | 9.6 | 0.9 | 48.0 | 41.5 | | 21 | 56 | 23 | 73 |
| Фогельсберг | | | | | | | | | |
| Трапп | 8.3 | 5.2 | 24.8 | 61.7 | | 37 | 51 | 12 | 88 |
| Долерит | 8.4 | 9.1 | 15.2 | 67.3 | | 60 | 40 | 0 | 68 |
| Лимбургит | 6.3 | 4.7 | 41.7 | 47.3 | | 22 | 60 | 18 | 92 |
| Лейцитовый базальт | 6.7 | 8.9 | 36.9 | 47.5 | | 20 | 57 | 23 | 65 |
| Базальт | 6.8 | 4.0 | 42.2 | 47.0 | | 32 | 42 | 26 | 81 |
| Базальт | 6.5 | 5.4 | 36.7 | 51.4 | | 25 | 57 | 18 | 63 |
| Базальт | 9.6 | 5.2 | 33.2 | 52.0 | | 33 | 50 | 17 | 72 |
| Базальт | 7.8 | 4.4 | 35.5 | 52.3 | | 38 | 40 | 22 | 76 |
| Лейцитовый базальт | 17.2 | 3.1 | 24.4 | 55.3 | | 41 | 29 | 30 | 54 |
| Базальт зернистый | 10.1 | 3.4 | 31.5 | 55.0 | | 28 | 48 | 24 | 72 |
| Долерит | 10.6 | 3.6 | 26.7 | 59.1 | | 46 | 25 | 29 | 87 |
| Фонолит | 22.0 | 2.2 | 4.3 | 71.5 | | 64 | 21 | 15 | 62 |
| Долерит | 7.3 | 8.2 | 19.4 | 65.1 | | 65 | 23 | 12 | 45 |
| Рён | | | | | | | | | |
| Нефелиновый базальт | 8.9 | 4.6 | 45.7 | 40.8 | | 39 | 32 | 29 | 90 |
| Лимбургит | 8.0 | 5.4 | 38.3 | 48.3 | | 26 | 49 | 25 | 84 |
| Фонолит | 21.3 | 3.4 | 7.8 | 67.7 | | 51 | 23 | 26 | 70 |
| Нефелиновый тефрит | 12.7 | 6.8 | 16.2 | 64.3 | | 58 | 21 | 21 | 67 |
| Долерит | 9.3 | 3.8 | 29.7 | 57.2 | | 34 | 44 | 22 | 78 |
| Долерит | 11.2 | 2.5 | 26.3 | 60.0 | | 42 | 35 | 23 | 73 |
| Фонолит | 21.7 | 2.4 | 13.2 | 62.7 | | 59 | 7 | 34 | 78 |
| Трахиофонолит | 22.4 | 2.5 | 12.2 | 62.9 | | 41 | 31 | 28 | 65 |
| Нефелиновый базальт | 5.1 | 5.5 | 40.7 | 48.7 | | 20 | 57 | 23 | 83 |
| Роговообманк. базальт | 4.6 | 4.8 | 43.6 | 47.0 | | 24 | 59 | 17 | 73 |

Южно-Рейнская вулканическая дуга (фиг. 90)

| Кайзерштуль | | | | | | | | | |
|------------------------------|------|-----|------|------|----|----|----|----|----|
| Лимбургит | 8.0 | 4.6 | 37.7 | 49.7 | | 28 | 52 | 20 | 76 |
| Лимбургит | 12.0 | 1.0 | 36.0 | 51.0 | | 33 | 28 | 39 | 80 |
| Авгитит | 11.2 | 4.6 | 30.8 | 53.4 | | 36 | 18 | 46 | 72 |
| Фонолит | 24.7 | 2.5 | 15.5 | 57.1 | | 34 | 29 | 37 | 88 |
| Мончикит | 17.6 | 0.9 | 25.7 | 55.8 | | 35 | 19 | 46 | 70 |
| Лейцитовый базанит | 10.2 | 2.5 | 27.0 | 60.3 | | 41 | 14 | 45 | 70 |
| Жильный фонолит | 19.0 | 3.9 | 16.4 | 60.7 | | 33 | 23 | 44 | 59 |
| Фонолит | 23.8 | 5.9 | 8.4 | 61.9 | | 52 | 32 | 16 | 64 |
| Лимбургит | 9.1 | 3.5 | 37.6 | 49.8 | | 33 | 31 | 36 | 97 |
| Хеггау | | | | | | | | | |
| Фонолит | 20.3 | 3.2 | 7.8 | 68.7 | 25 | 57 | 18 | | 84 |
| Авгит-роговообманк. бомба | 8.7 | 0 | 45.5 | 45.8 | | 23 | 43 | 34 | 65 |
| Фонолит | 29.7 | 1.0 | 3.3 | 66.0 | | 63 | 6 | 31 | 60 |
| Мелилитовый базальт | 9.3 | 3.2 | 41.6 | 45.9 | | 28 | 49 | 23 | 78 |
| Фонолит | 21.0 | 4.1 | 8.3 | 66.6 | | 61 | 7 | 32 | 47 |

Оденвальд-Шпессарт, Катценбуккель (фиг. 91)

| Оденвальд-Шпессарт | | | | | | | | | |
|-------------------------------|------|-----|------|------|--|----|----|----|----|
| Базальт | 7.3 | 8.1 | 28.7 | 55.9 | | 73 | 6 | 21 | 54 |
| Роговообманковый ба- зальт | 11.9 | 8.4 | 25.3 | 54.4 | | 47 | 25 | 28 | 82 |
| Мончикит | 13.9 | 3.7 | 28.3 | 54.1 | | 35 | 32 | 33 | 69 |
| Гаюин.-нефелин. базальт | 9.4 | 3.5 | 42.1 | 45.0 | | 31 | 37 | 32 | 71 |
| Анамезит | 9.3 | 4.6 | 30.3 | 55.8 | | 36 | 48 | 16 | 90 |
| Базальт | 7.4 | 7.1 | 22.7 | 62.1 | | 41 | 31 | 28 | 77 |
| Трахит | 20.5 | 1.7 | 6.7 | 71.1 | | 77 | 14 | 9 | 67 |
| Нефелиновый базальт | 11.2 | 4.5 | 24.7 | 59.6 | | 73 | 22 | 5 | 81 |
| Фонолит | 27.8 | 0.7 | 4.7 | 66.8 | | 49 | 15 | 36 | 69 |
| Мончикит | 12.5 | 8.4 | 23.7 | 55.4 | | 29 | 55 | 16 | 50 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|--------------------------------|------|------------------|------|------|----|----|----|----|----|
| Катценбуккель | | | | | | | | | |
| Богат. нефел. шпир в шонкините | 25.8 | $\overline{3.5}$ | 19.5 | 51.2 | | 30 | 34 | 36 | 76 |
| Тералитовый шонкинит | 18.9 | 0.5 | 34.0 | 46.6 | | 50 | 25 | 25 | 76 |
| Авгит-сиенит | 19.7 | 1.7 | 11.4 | 67.2 | | 35 | 35 | 30 | 47 |
| Богат. олив. шпир | 16.9 | 0.5 | 29.2 | 53.4 | | 42 | 44 | 14 | 61 |
| Нефел. слюд. порфир. | 24.4 | $\overline{6.9}$ | 12.6 | 56.1 | | 35 | 23 | 42 | 75 |
| Тералит | 9.7 | 3.7 | 29.1 | 57.5 | | 18 | 37 | 45 | 68 |
| Тингуаит | 16.4 | $\overline{3.8}$ | 20.0 | 59.8 | | 28 | 36 | 36 | 47 |
| Слюдяной тингуаит | 22.5 | $\overline{0.4}$ | 16.4 | 60.7 | | 43 | 30 | 27 | 61 |
| Роговообманк. тингуаит. | 19.2 | $\overline{5.4}$ | 10.0 | 65.4 | | 40 | 30 | 30 | 58 |
| Порфириовидн. нефеленит. | 15.0 | $\overline{5.7}$ | 28.2 | 51.1 | | 29 | 29 | 42 | 74 |

Чешско-Силезская вулканическая дуга (фиг. 92)

| Сосновые горы | | | | | | | | | |
|-----------------------------|------|------|------|------|----|----|----|----|-----|
| Нефелиновый базальт | 6.3 | 3.6 | 34.9 | 55.2 | | 35 | 42 | 23 | 88 |
| Нефелиновый базальт | 11.3 | 5.1 | 32.3 | 51.3 | | 56 | 11 | 33 | 81 |
| Полевошпатовый базальт | 6.0 | 9.3 | 35.4 | 49.3 | | 36 | 52 | 12 | 77 |
| Нефелиновый базальт Дуппау | 6.7 | 3.0 | 47.9 | 42.4 | | 25 | 45 | 30 | 71 |
| Трахиандезит | 17.6 | 2.7 | 12.2 | 67.5 | | 50 | 25 | 25 | 61 |
| Трахиандезит | 14.8 | 5.9 | 11.5 | 67.8 | | 50 | 32 | 18 | 59 |
| Тералит | 13.9 | 2.0 | 31.7 | 52.4 | | 42 | 23 | 35 | 81 |
| Базальт | 12.5 | 9.5 | 22.8 | 55.2 | | 45 | 30 | 25 | 92 |
| Базальт | 8.8 | 10.8 | 28.3 | 52.2 | | 34 | 45 | 21 | 93 |
| Базальт | 6.5 | 7.4 | 37.7 | 48.4 | | 25 | 47 | 28 | 96 |
| Средние Горы | | | | | | | | | |
| Трахит | 20.5 | 2.5 | 12.8 | 64.2 | | 74 | 17 | 9 | 62 |
| Фонолит | 25.6 | 1.3 | 8.9 | 64.2 | | 47 | 16 | 37 | 69 |
| Бостонит | 19.7 | 3.2 | 13.1 | 64.0 | | 30 | 37 | 33 | 64 |
| Тефрит | 15.3 | 4.9 | 21.3 | 58.5 | | 32 | 33 | 35 | 74 |
| Мончикит | 17.0 | 3.6 | 24.4 | 55.0 | | 43 | 29 | 28 | 62 |
| Базальт 1 | 11.0 | 4.7 | 34.7 | 49.6 | | 35 | 36 | 29 | 71 |
| Базальт 2 | 11.2 | 3.1 | 38.7 | 47.0 | | 33 | 48 | 19 | 82 |
| Базальт 3 | 8.2 | 4.5 | 40.2 | 46.7 | | 28 | 48 | 24 | 76 |
| Базальт 4 | 10.2 | 3.2 | 47.1 | 39.5 | | 26 | 46 | 28 | 79 |
| Район Польцена | | | | | | | | | |
| Трахитовый фонолит | 25.2 | 1.5 | 3.8 | 69.5 | 33 | 58 | 9 | | 65 |
| Гаутеит | 19.4 | 3.2 | 15.1 | 62.3 | | 44 | 35 | 21 | 51 |
| Содалит.-трахидолерит | 17.0 | 5.4 | 15.4 | 62.2 | | 54 | 27 | 19 | 74 |
| Содалитовый тефрит | 17.7 | 4.1 | 21.9 | 56.3 | | 38 | 38 | 24 | 63 |
| Гаюиновый базальт | 12.2 | 4.5 | 32.0 | 51.3 | | 40 | 37 | 23 | 70 |
| Польценит | 9.9 | 2.5 | 46.9 | 40.7 | | 22 | 53 | 25 | 77 |
| Рудные горы | | | | | | | | | |
| Трахитоидный фонолит | 20.0 | 5.8 | 7.4 | 66.8 | | 56 | 23 | 21 | 54 |
| Шонкинит-фонолит | 16.9 | 4.8 | 21.6 | 56.7 | | 49 | 16 | 35 | 76 |
| Шонкинит-фонолит | 16.7 | 4.6 | 24.7 | 54.0 | | 38 | 30 | 32 | 72 |
| Нефелиновый базальт Лёбау | 18.0 | 4.6 | 28.3 | 49.1 | | 37 | 10 | 53 | 43 |
| Нефелиновый базальт | 7.3 | 2.4 | 50.0 | 40.3 | | 28 | 47 | 25 | 68 |
| Нефелиновый долерит | 12.6 | 0.6 | 41.8 | 45.0 | | 37 | 20 | 43 | 75 |
| Нефелиновый тефрит | 15.8 | 5.2 | 23.2 | 55.8 | | 42 | 23 | 35 | 81 |
| Нефелиновый базанит | 8.6 | 14.3 | 19.1 | 58.0 | | 79 | 17 | 4 | 94 |
| Фонолит | 26.4 | 1.4 | 3.9 | 68.3 | | 50 | 8 | 42 | 68 |
| Полевошпатовый базальт | 8.8 | 6.8 | 25.3 | 59.1 | | 37 | 37 | 26 | 73 |
| Полевошпатовый базальт | 7.5 | 8.9 | 33.6 | 50.0 | | 32 | 48 | 20 | 83 |
| Нефелиновый базальт | 9.9 | 3.5 | 41.5 | 45.1 | | 25 | 46 | 29 | 81 |
| Исполиновые и Изерские горы | | | | | | | | | |
| Авгитит | 1.7 | 11.4 | 33.8 | 53.1 | | 40 | 20 | 40 | 100 |
| Базальт | 6.2 | 4.5 | 41.2 | 48.1 | | 34 | 44 | 21 | 58 |
| Нефелиновый базальт | 9.3 | 4.3 | 40.0 | 46.4 | | 32 | 45 | 23 | 78 |
| Базальт | 3.6 | 5.4 | 45.6 | 45.4 | | 30 | 45 | 25 | 72 |
| Магма-базальт | 6.6 | 6.1 | 44.3 | 43.0 | | 27 | 48 | 25 | 69 |
| Нефелиновый базальт | 9.6 | 4.5 | 45.6 | 40.3 | | 28 | 44 | 28 | 78 |

Острова Индийского океана (фиг. 93)

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m ₁ | c' | n |
|--|------|-----|------|------|------|------|----------------|------|------|
| О-в Реюньон. | | | | | | | | | |
| Питон-де-ля-Неж | | | | | | | | | |
| Трахит | 22.8 | 0.7 | 6.4 | 70.1 | | 69.2 | 20.2 | 10.6 | 65.5 |
| Трахит | 18.6 | 2.5 | 8.9 | 70.0 | | 61.5 | 22.3 | 16.2 | 76.3 |
| Мюджиэрит | 16.9 | 3.3 | 16.8 | 63.0 | | 50.8 | 25.6 | 23.6 | 74.8 |
| Лабрадорит битовинитовый (безоливиновый базальт) | 7.5 | 9.2 | 25.2 | 58.1 | | 46.8 | 26.9 | 26.3 | 80.8 |
| Базальт оливиново-плагиоклазовый | 6.9 | 5.1 | 34.4 | 53.6 | | 25.7 | 55.5 | 18.8 | 71.1 |
| О-в Реюньон. | | | | | | | | | |
| Питон-де-ля-Фурнэз | | | | | | | | | |
| Выбросы | 6.3 | 7.4 | 28.2 | 58.1 | | 38.4 | 37.2 | 24.4 | 80.4 |
| Базальт бедный оливином (среднее из 8 анализов) | 6.2 | 6.6 | 30.7 | 56.5 | | 34.9 | 38.5 | 26.6 | 78.3 |
| Базальт бедный оливином | 6.0 | 6.2 | 31.2 | 56.6 | | 34.9 | 37.7 | 27.4 | 80.0 |
| Волосы Пеле | 5.4 | 6.0 | 33.7 | 54.9 | | 31.7 | 45.6 | 22.7 | 75.0 |
| Океанит | 3.6 | 4.0 | 46.7 | 45.7 | | 23.5 | 66.7 | 9.8 | 80.0 |
| О-в Св. Павла | | | | | | | | | |
| Риолитоид | 16.0 | 0.5 | 5.0 | 78.5 | 29.0 | 68.4 | 2.6 | | 71.1 |
| Лабрадорит долеритовый | 9.0 | 7.7 | 23.3 | 60.1 | | 36.5 | 29.5 | 34.0 | 89.1 |
| Дациитоид плагиоклазовый | 9.4 | 7.6 | 18.8 | 64.2 | | 60.8 | 30.1 | 9.1 | 75.8 |
| Сакалавит | 9.8 | 4.5 | 22.8 | 62.9 | | 53.6 | 27.0 | 19.4 | 82.8 |
| О-в Маврикия | | | | | | | | | |
| Трахит | 25.4 | 0 | 5.2 | 69.4 | | 77.0 | 0 | 23.0 | 68.4 |
| Анкарамит-океанит | 4.9 | 3.1 | 45.2 | 46.8 | | 24.9 | 59.0 | 16.0 | 64.1 |
| Базальт долеритовый | 6.0 | 5.8 | 35.0 | 53.2 | | 33.3 | 44.1 | 22.6 | 84.4 |
| О-в Родригес | | | | | | | | | |
| Базальт долеритовый | 9.8 | 6.0 | 27.7 | 56.5 | | 29.0 | 50.5 | 20.5 | 73.2 |
| Базальт | 13.3 | 5.4 | 23.4 | 57.9 | | 38.0 | 38.9 | 23.1 | 75.0 |
| О-в Крозе | | | | | | | | | |
| Базанитоид меланократовый | 5.5 | 4.4 | 41.4 | 48.7 | | 22.2 | 45.9 | 31.9 | 79.5 |
| О-в Амстердам | | | | | | | | | |
| Базальт лабрадоритовый | 7.0 | 8.7 | 26.4 | 57.9 | | 34.0 | 36.0 | 30.0 | 90.0 |
| Архипелаг Кергелен | | | | | | | | | |
| Фонолит | 29.1 | 0.7 | 4.1 | 66.1 | | 61.2 | 9.7 | 29.1 | 74.0 |
| Трахит фонолитовый | 23.9 | 1.3 | 5.6 | 69.2 | | 86.3 | 6.2 | 7.5 | 66.3 |
| Пемза тахитовая | 21.5 | 1.3 | 6.0 | 71.2 | | 93.9 | 4.9 | 1.2 | 66.4 |
| Пехштейн | 14.6 | 1.0 | 4.1 | 80.3 | | 60.4 | 24.1 | 15.5 | 69.2 |
| Лабрадорит долеритовый | 9.3 | 5.7 | 29.6 | 55.4 | | 47.8 | 34.3 | 17.9 | 86.6 |
| Лабрадорит плотный | 6.8 | 9.6 | 26.8 | 56.8 | | 48.3 | 38.6 | 13.1 | 74.5 |
| Лабрадорит плагиоклазов; | 8.0 | 9.1 | 25.9 | 57.0 | | 45.3 | 35.3 | 19.4 | 80.4 |
| Базальт | 9.3 | 6.0 | 26.9 | 57.8 | | 37.4 | 46.9 | 15.7 | 78.3 |
| Базальт | 10.5 | 5.9 | 29.5 | 54.1 | | 53.8 | 32.4 | 13.8 | 84.0 |
| Сакалавит-базальт плагиоклазовый | 7.5 | 7.8 | 23.3 | 61.4 | | 47.2 | 23.2 | 29.6 | 78.8 |
| Андезит авгитовый (переходный к тефритоиду) | 12.2 | 5.3 | 24.3 | 58.2 | | 46.6 | 30.6 | 22.8 | 77.3 |
| Трахит авгитовый | 21.8 | .7 | 5.3 | 72.2 | | 64.6 | 0 | 35.4 | 60.2 |

Вулканический район Буфумбира (фиг. 94)

| | | | | | | | | | |
|--------------------------------------|------|-----|------|------|--|------|------|------|------|
| Лейцитовый ийолит (нилигонит) | 23.1 | 2.6 | 27.2 | 47.1 | | 33.3 | 18.0 | 40.0 | 53.0 |
| Авгитовый перидотит с биотитом | 1.8 | 3.0 | 47.9 | 47.3 | | 9.8 | 59.3 | 30.9 | 40.0 |
| Биотитовый пироксенит | 4.0 | 1.8 | 46.3 | 47.9 | | 17.5 | 46.6 | 35.9 | 24.2 |
| Биотитовый пироксенит | 7.1 | 2.4 | 42.1 | 48.4 | | 15.4 | 58.0 | 26.6 | 12.3 |
| Биотитовый пироксенит богатый сфеном | 4.9 | 1.4 | 48.7 | 45.0 | | 32.4 | 25.8 | 41.8 | 29.7 |
| Угандит богатый оливином | 5.2 | 3.2 | 46.0 | 45.6 | | 20.0 | 66.5 | 13.5 | 58.1 |

| Название породы | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|--|------|-----|------|------|----|------|------|------|------|
| Меланократовый оливин- новый лейцитит (бога- тый оливином угандит) | 5.6 | 0.3 | 52.4 | 41.7 | | 15.8 | 68.8 | 15.4 | 22.9 |
| Угандит | 9.0 | 3.1 | 39.4 | 48.5 | | 24.2 | 50.0 | 25.8 | 48.6 |
| Угандит | 9.1 | 2.7 | 39.3 | 48.9 | | 24.4 | 53.2 | 22.4 | 56.9 |
| Оливиновый лейцитит | 13.8 | 3.0 | 31.7 | 51.5 | | 33.1 | 35.1 | 31.8 | 58.3 |
| Лейцитовый базальт | 15.7 | 1.2 | 31.3 | 51.8 | | 36.7 | 30.1 | 33.2 | 56.4 |
| Лейцитит биотитовый | 9.4 | 4.0 | 35.0 | 51.6 | | 35.6 | 33.1 | 31.3 | 40.3 |
| Калиевый анкаратрит (богатый авгитом угам- дит) | 9.3 | 2.2 | 40.0 | 48.5 | | 27.4 | 36.7 | 35.9 | 43.7 |
| Лейцитит (микенит) | 21.2 | 1.0 | 20.8 | 57.0 | | 38.6 | 23.8 | 37.6 | 55.8 |
| Мелилит-лейцитовый нефелинат | 28.3 | 0.7 | 23.3 | 47.7 | | 37.4 | 19.5 | 43.1 | 57.4 |
| Нефелиновый лейцитит с оливином | 15.2 | 0.9 | 32.8 | 51.1 | | 28.9 | 28.4 | 42.7 | 56.9 |
| Везувит | 18.4 | 3.2 | 20.5 | 57.9 | | 34.5 | 22.3 | 43.2 | 41.2 |
| Кивит | 10.4 | 5.0 | 30.2 | 54.4 | | 35.8 | 41.0 | 23.2 | 54.5 |
| Кивит | 12.7 | 4.2 | 28.6 | 54.5 | | 39.9 | 32.7 | 27.4 | 51.1 |
| Кивит | 13.3 | 4.5 | 27.6 | 54.6 | | 46.8 | 28.2 | 24.0 | 57.4 |
| Лейцитовый кенталленит | 9.8 | 5.3 | 31.5 | 53.4 | | 58.8 | 17.0 | 24.2 | 59.4 |
| Лейцитовый базанит | 13.7 | 3.7 | 25.8 | 56.8 | | 42.1 | 31.1 | 26.8 | 38.4 |
| Кивит | 12.0 | 2.8 | 28.9 | 56.3 | | 35.0 | 37.1 | 27.9 | 55.1 |
| Мурамбит | 7.9 | 3.4 | 39.6 | 49.1 | | 23.9 | 57.3 | 18.8 | 56.5 |
| Мурамбит | 8.4 | 4.2 | 34.3 | 53.1 | | 27.5 | 55.5 | 17.0 | 54.7 |
| Абсарокит | 11.4 | 3.8 | 29.1 | 55.7 | | 32.3 | 42.6 | 25.1 | 52.9 |
| Шошонитовый абсарокит | 11.3 | 4.8 | 24.8 | 59.1 | | 38.1 | 38.6 | 23.3 | 53.9 |
| Шошонитовый абсарокит | 11.6 | 4.9 | 24.8 | 58.7 | | 39.6 | 38.5 | 21.9 | 47.6 |
| Шошонитовый абсарокит | 11.0 | 5.3 | 25.1 | 58.6 | | 41.0 | 38.5 | 20.5 | 43.0 |
| Шошонитовый абсарокит | 13.2 | 4.8 | 22.9 | 59.1 | | 41.7 | 32.9 | 25.4 | 49.5 |
| Банакит | 16.2 | 4.5 | 15.8 | 63.5 | | 50.5 | 27.2 | 22.3 | 50.5 |
| Трахидолерит с лейцитом | 16.0 | 4.9 | 16.4 | 62.7 | | 52.8 | 28.0 | 19.2 | 55.4 |
| Банакит | 16.0 | 4.8 | 14.8 | 64.4 | | 50.7 | 31.1 | 18.2 | 52.2 |
| Трахит типа Ронза | 22.0 | 1.0 | 8.2 | 68.8 | | 66.7 | 13.7 | 19.6 | 46.8 |
| Липерстеновый латит | 13.8 | 3.4 | 11.8 | 71.0 | | 47.1 | 36.0 | 16.9 | 47.5 |
| Базанитовый лимбургит (атлантит) | 7.1 | 6.5 | 32.7 | 53.7 | | 33.4 | 28.3 | 38.3 | 78.4 |
| Катунгит | 7.9 | 0.5 | 48.5 | 43.1 | | 22.2 | 39.8 | 38.0 | 41.7 |
| Катунгит | 8.1 | 0.1 | 51.4 | 40.4 | | 19.7 | 43.4 | 36.9 | 31.2 |
| Мурамбит | 6.8 | 3.9 | 37.9 | 51.4 | | 28.9 | 50.8 | 20.3 | 59.6 |
| Мурамбит | 4.3 | 4.8 | 38.3 | 52.6 | | 27.8 | 55.2 | 17.0 | 48.5 |

Щелочные вулканические породы «с пантеллеритовой тенденцией» (фиг. 95)

| Пантеллерия | a | c | b | s | a' | f' | m' | c' | n |
|------------------------|------|-----|------|------|----|------|------|------|------|
| Пантеллеритовый трахит | 15.5 | 3.4 | 6.2 | 74.9 | | 64.0 | 24.0 | 12.0 | 55.7 |
| Комендит | 13.8 | 3.9 | 1.5 | 80.8 | | 0 | 32.0 | 68.0 | 44.0 |
| Липарит | 17.8 | 0.1 | 9.2 | 72.9 | | 60.3 | 5.7 | 34.0 | 69.3 |
| Эгириновый пантеллерит | 7.0 | 6.9 | 2.4 | 83.7 | | 62.0 | 15.0 | 23.0 | 47.0 |
| Эгириновый пантеллерит | 15.5 | 3.0 | 3.5 | 78.0 | | 81.0 | 11.0 | 8.0 | 58.0 |
| Пемза | 13.1 | 6.6 | 0.9 | 79.4 | | 33.3 | 38.7 | 33.3 | 62.0 |
| Гиалопантеллерит | 11.3 | 7.2 | 2.9 | 78.6 | | 16.0 | 14.0 | 70.0 | 40.5 |
| Гиалопантеллерит | 15.7 | 6.4 | 1.8 | 76.1 | | 59.0 | 11.0 | 30.0 | 55.0 |
| Обсидиан | 16.9 | 3.0 | 3.4 | 76.2 | | 80.0 | 14.0 | 6.0 | 60.0 |
| Базальт | 9.3 | 4.8 | 30.2 | 55.7 | | 39.1 | 44.5 | 16.4 | 84.1 |
| Базальт | 7.6 | 5.9 | 28.0 | 58.5 | | 37.0 | 41.5 | 19.5 | 82.1 |
| Базальт | 11.5 | 5.3 | 23.9 | 59.3 | | 39.1 | 44.1 | 16.4 | 78.6 |
| Базальт | 9.4 | 3.1 | 30.5 | 57.0 | | 41.1 | 30.7 | 28.3 | 78.3 |
| Базальт | 9.1 | 3.7 | 29.8 | 57.4 | | 43.3 | 30.2 | 26.5 | 82.1 |
| Базальт | 10.3 | 4.3 | 30.5 | 54.9 | | 33.0 | 47.1 | 19.9 | 77.9 |
| Базальт | 11.4 | 3.0 | 33.9 | 51.7 | | 30.4 | 45.5 | 24.1 | 73.3 |
| Трахит | 20.6 | 0.4 | 7.5 | 71.5 | | 62.0 | 16.8 | 21.2 | 70.1 |
| Трахит | 16.9 | 3.6 | 9.6 | 69.9 | | 75.9 | 23.4 | 0.7 | 75.8 |
| Килиманджаро | | | | | | | | | |
| Натриевый сиенит | 19.0 | 1.5 | 14.3 | 65.2 | | 55.1 | 22.2 | 22.7 | 64.5 |
| Эссексит | 14.7 | 4.4 | 20.6 | 60.3 | | 53.4 | 27.1 | 19.5 | 72.1 |

| Название породы | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>b</i> | <i>s</i> | <i>a'</i> | <i>f'</i> | <i>m'</i> | <i>c'</i> | <i>n</i> |
|--|----------|----------|----------|----------|-------------|-----------|-----------|-----------|----------|
| Трахитоидный трахидолерит | 12.3 | 5.6 | 23.9 | 58.2 | | 49.2 | 31.6 | 19.2 | 60.9 |
| Трахидолерит базальтоидный | 17.2 | 4.7 | 15.7 | 62.4 | | 58.1 | 23.5 | 18.4 | 70.6 |
| Трахидолерит базальтоидный | 12.8 | 5.3 | 21.3 | 60.6 | | 50.5 | 25.9 | 23.6 | 69.3 |
| Лейцитовый ромбовый порфир | 27.6 | 0.3 | 9.6 | 62.5 | | 52.0 | 20.0 | 28.0 | 70.0 |
| Стекловатый ромбовый порфир | 26.5 | 0.4 | 9.5 | 63.6 | | 45.0 | 20.0 | 35.0 | 72.0 |
| Лейцитовый ромбовый порфир | 25.8 | 0.4 | 10.1 | 63.7 | | 53.8 | 23.4 | 22.8 | 69.7 |
| Нефелиновый ромбовый порфир | 26.7 | 1.9 | 7.8 | 63.6 | | 65.7 | 25.0 | 9.3 | 71.0 |
| Трахидолеритовое стекло | 26.5 | 0.8 | 9.1 | 63.6 | | 52.1 | 21.1 | 26.8 | 67.0 |
| Стекловатый катафоритовый трахит Кения | 26.1 | 1.2 | 9.1 | 63.6 | | 50.7 | 21.1 | 28.1 | 67.0 |
| Фонолит | 22.6 | 1.8 | 7.9 | 67.7 | | 65.5 | 8.0 | 26.5 | 71.0 |
| Кениит | 24.6 | 0.6 | 10.8 | 64.0 | | 58.6 | 17.1 | 24.3 | 66.7 |
| Фонолитовый обсидиан | 14.1 | 9.4 | 2.6 | 73.9 | $n' = 8.0$ | 0 | 23.6 | 68.4 | 52.0 |
| Обсидиан Абиссиния (Данкала) | 9.8 | 8.1 | 2.6 | 79.5 | $n' = 67.0$ | 0 | 5.0 | 28.0 | 48.0 |
| Грорудит | 16.2 | 1.4 | 1.4 | 81.0 | | 71.0 | 0 | 29.0 | 65.0 |
| Грорудит | 20.0 | 1.8 | 1.2 | 77.0 | | 28.0 | 0 | 72.0 | |
| Пазанит | 15.4 | 0.5 | 1.2 | 82.9 | | 28.0 | 0 | 72.0 | 54.0 |
| Сельвсбергит | 23.2 | 0.2 | 5.0 | 71.6 | | 81.3 | 2.7 | 16.0 | 68.0 |
| Тингуаит | 25.5 | 2.3 | 4.8 | 67.4 | | 67.0 | 0 | 33.0 | 74.0 |
| Пехштейн | 14.5 | 1.3 | 5.9 | 78.3 | 40.5 | 59.5 | 0 | | 60.2 |
| Данкалит (андезит трахитового типа) | 22.0 | 1.2 | 10.1 | 66.7 | | 55.8 | 12.9 | 31.3 | 86.3 |
| Трахиандезит Аравия (Аден и Йемен) | 19.7 | 2.4 | 11.2 | 66.7 | | 56.3 | 15.6 | 28.1 | 87.2 |
| Базальт | 10.2 | 5.2 | 28.6 | 56.0 | | 60.7 | 15.6 | 23.7 | 86.3 |
| Авгитовый трахиандезит | 18.1 | 0.5 | 12.7 | 68.7 | | 66.7 | 5.8 | 27.5 | 70.9 |
| Авгитовый трахиандезит | 17.5 | 0.5 | 14.4 | 67.6 | | 58.8 | 7.0 | 36.2 | 75.2 |
| Кварцевый бостонит | 17.5 | 0.9 | 13.1 | 68.5 | | 88.5 | 7.8 | 3.7 | 52.3 |
| Кварцево-альбитовый бостонит | 14.2 | 1.8 | 19.4 | 64.6 | | 62.1 | 5.3 | 32.6 | 69.2 |
| Комендит | 8.7 | 1.6 | 9.5 | 80.2 | | 68.8 | 22.9 | 8.3 | 50.0 |
| Плагитрахит | 12.6 | 3.0 | 19.1 | 65.3 | | 68.5 | 6.6 | 24.9 | 50.0 |
| Трахидациит | 17.6 | 0.5 | 9.5 | 72.4 | | 64.0 | 6.4 | 29.5 | 67.0 |
| Эгириин-авгитовый трахит | 15.4 | 5.3 | 3.2 | 76.1 | | 2.0 | 19.0 | 79.0 | 60.0 |
| Паителлерит | 16.3 | 2.5 | 3.6 | 77.6 | | 63.5 | 9.6 | 26.9 | 45.0 |
| Бостонит альбитовый | 19.5 | 0.1 | 9.5 | 70.9 | | 60.0 | 10.0 | 30.0 | 78.0 |
| Порфир лаурвикитовый | 12.5 | 3.7 | 6.0 | 77.8 | | 55.5 | 5.9 | 28.4 | 72.7 |

**ТАБЛИЦЫ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ МОЛЕКУЛЯРНЫХ КОЛИЧЕСТВ ОКИСЛОВ
ИЗ ВЕСОВЫХ ПРОЦЕНТОВ**

Таблицы служат для перечисления весового процентного содержания в молекулярные отношения.

Целые проценты соответственного окисла даны в первом столбце, десятые — в верхней строке. Сотые берутся интерполированием. Например, надо найти молекулярное количество, отвечающее 4.36% Na_2O . В соответственной таблице (стр. 318) находим, что искомое число заключено между 069 и 071; с точностью до третьего знака можно принять его равным 070 (или можно писать просто 70).

| % | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | % |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|

Кремнекислота SiO_2 ; молекулярный вес 60.06

| | | | | | | | | | | | |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----|
| 35 | 583 | 584 | 586 | 588 | 589 | 591 | 593 | 594 | 596 | 598 | 35 |
| 36 | 599 | 601 | 603 | 604 | 606 | 608 | 609 | 611 | 613 | 614 | 36 |
| 37 | 616 | 618 | 619 | 621 | 623 | 624 | 626 | 628 | 629 | 631 | 37 |
| 38 | 633 | 634 | 636 | 638 | 639 | 641 | 643 | 644 | 646 | 648 | 38 |
| 39 | 649 | 651 | 653 | 654 | 656 | 658 | 659 | 661 | 663 | 664 | 39 |
| 40 | 666 | 668 | 669 | 671 | 673 | 674 | 676 | 678 | 679 | 681 | 40 |
| 41 | 683 | 684 | 686 | 688 | 689 | 691 | 693 | 694 | 696 | 698 | 41 |
| 42 | 699 | 701 | 703 | 704 | 706 | 708 | 709 | 711 | 713 | 714 | 42 |
| 43 | 716 | 718 | 719 | 721 | 723 | 724 | 726 | 728 | 729 | 731 | 43 |
| 44 | 733 | 734 | 736 | 738 | 739 | 741 | 743 | 744 | 746 | 748 | 44 |
| 45 | 749 | 751 | 753 | 754 | 756 | 758 | 759 | 761 | 763 | 764 | 45 |
| 46 | 766 | 768 | 769 | 771 | 773 | 774 | 776 | 778 | 779 | 781 | 46 |
| 47 | 783 | 784 | 786 | 788 | 789 | 791 | 793 | 794 | 796 | 798 | 47 |
| 48 | 799 | 801 | 803 | 804 | 806 | 808 | 809 | 811 | 813 | 814 | 48 |
| 49 | 816 | 818 | 819 | 821 | 823 | 824 | 826 | 828 | 829 | 831 | 49 |
| 50 | 833 | 834 | 836 | 838 | 839 | 841 | 843 | 844 | 846 | 848 | 50 |
| 51 | 849 | 851 | 853 | 854 | 856 | 858 | 859 | 861 | 863 | 864 | 51 |
| 52 | 866 | 868 | 869 | 871 | 873 | 874 | 876 | 878 | 879 | 881 | 52 |
| 53 | 883 | 884 | 886 | 888 | 889 | 891 | 892 | 894 | 896 | 897 | 53 |
| 54 | 899 | 901 | 902 | 904 | 906 | 907 | 909 | 911 | 912 | 914 | 54 |
| 55 | 916 | 917 | 919 | 921 | 922 | 924 | 926 | 927 | 929 | 931 | 55 |
| 56 | 932 | 934 | 936 | 937 | 939 | 941 | 942 | 944 | 946 | 947 | 56 |
| 57 | 949 | 951 | 952 | 954 | 956 | 957 | 959 | 961 | 962 | 964 | 57 |
| 58 | 966 | 967 | 969 | 971 | 972 | 974 | 976 | 977 | 979 | 981 | 58 |
| 59 | 982 | 984 | 986 | 987 | 990 | 991 | 992 | 994 | 996 | 997 | 59 |
| 60 | 999 | 1.001 | 1.002 | 1.004 | 1.006 | 1.007 | 1.009 | 1.011 | 1.012 | 1.014 | 60 |
| 61 | 1.016 | 1.017 | 1.019 | 1.021 | 1.022 | 1.024 | 1.026 | 1.027 | 1.029 | 1.031 | 61 |
| 62 | 1.032 | 1.034 | 1.036 | 1.037 | 1.039 | 1.041 | 1.042 | 1.044 | 1.046 | 1.047 | 62 |
| 63 | 1.049 | 1.051 | 1.052 | 1.054 | 1.056 | 1.057 | 1.059 | 1.061 | 1.062 | 1.064 | 63 |
| 64 | 1.066 | 1.067 | 1.069 | 1.071 | 1.072 | 1.074 | 1.076 | 1.077 | 1.079 | 1.081 | 64 |

| % | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | % |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----|
| Глинозем Al_2O_3 ; молекулярный вес 101.94 | | | | | | | | | | | |
| 65 | 1.082 | 1.084 | 1.086 | 1.087 | 1.089 | 1.091 | 1.092 | 1.094 | 1.096 | 1.097 | 65 |
| 66 | 1.099 | 1.101 | 1.102 | 1.104 | 1.106 | 1.107 | 1.109 | 1.111 | 1.112 | 1.114 | 66 |
| 67 | 1.116 | 1.117 | 1.119 | 1.121 | 1.122 | 1.124 | 1.125 | 1.127 | 1.129 | 1.130 | 67 |
| 68 | 1.132 | 1.134 | 1.135 | 1.137 | 1.139 | 1.140 | 1.142 | 1.144 | 1.145 | 1.147 | 68 |
| 69 | 1.149 | 1.150 | 1.152 | 1.154 | 1.155 | 1.157 | 1.159 | 1.160 | 1.162 | 1.164 | 69 |
| 70 | 1.165 | 1.167 | 1.169 | 1.170 | 1.172 | 1.174 | 1.175 | 1.177 | 1.179 | 1.180 | 70 |
| 71 | 1.182 | 1.184 | 1.185 | 1.187 | 1.189 | 1.190 | 1.192 | 1.194 | 1.195 | 1.197 | 71 |
| 72 | 1.199 | 1.200 | 1.202 | 1.204 | 1.205 | 1.207 | 1.209 | 1.210 | 1.212 | 1.214 | 72 |
| 73 | 1.215 | 1.217 | 1.219 | 1.220 | 1.222 | 1.224 | 1.225 | 1.227 | 1.229 | 1.230 | 73 |
| 74 | 1.232 | 1.234 | 1.235 | 1.237 | 1.239 | 1.240 | 1.242 | 1.244 | 1.245 | 1.247 | 74 |
| 75 | 1.249 | 1.250 | 1.252 | 1.254 | 1.255 | 1.257 | 1.259 | 1.260 | 1.262 | 1.264 | 75 |
| 76 | 1.265 | 1.267 | 1.269 | 1.270 | 1.272 | 1.274 | 1.275 | 1.277 | 1.279 | 1.280 | 76 |
| 77 | 1.282 | 1.284 | 1.285 | 1.287 | 1.289 | 1.290 | 1.229 | 1.294 | 1.295 | 1.297 | 77 |
| 0 | 000 | 001 | 002 | 003 | 004 | 005 | 006 | 007 | 008 | 009 | 0 |
| 1 | 010 | 011 | 012 | 013 | 014 | 015 | 016 | 017 | 018 | 019 | 1 |
| 2 | 020 | 021 | 022 | 023 | 024 | 025 | 025 | 026 | 027 | 028 | 2 |
| 3 | 029 | 030 | 031 | 032 | 033 | 034 | 035 | 036 | 037 | 038 | 3 |
| 4 | 039 | 040 | 041 | 042 | 043 | 044 | 045 | 046 | 047 | 048 | 4 |
| 5 | 049 | 050 | 051 | 052 | 053 | 054 | 055 | 056 | 057 | 058 | 5 |
| 6 | 059 | 060 | 061 | 062 | 063 | 064 | 065 | 066 | 067 | 068 | 6 |
| 7 | 069 | 070 | 071 | 072 | 073 | 074 | 075 | 075 | 076 | 077 | 7 |
| 8 | 078 | 079 | 080 | 081 | 082 | 083 | 084 | 085 | 086 | 087 | 8 |
| 9 | 088 | 089 | 090 | 091 | 092 | 093 | 094 | 095 | 096 | 097 | 9 |
| 10 | 098 | 099 | 100 | 101 | 102 | 103 | 104 | 105 | 106 | 107 | 10 |
| 11 | 108 | 109 | 110 | 111 | 112 | 113 | 114 | 115 | 116 | 117 | 11 |
| 12 | 118 | 119 | 120 | 121 | 122 | 123 | 124 | 125 | 125 | 126 | 12 |
| 13 | 127 | 128 | 129 | 130 | 131 | 132 | 133 | 134 | 135 | 136 | 13 |
| 14 | 137 | 138 | 139 | 140 | 141 | 142 | 143 | 144 | 145 | 146 | 14 |
| 15 | 147 | 148 | 149 | 150 | 151 | 152 | 153 | 154 | 155 | 156 | 15 |
| 16 | 157 | 158 | 159 | 160 | 161 | 162 | 163 | 164 | 165 | 166 | 16 |
| 17 | 167 | 168 | 169 | 170 | 171 | 172 | 173 | 174 | 175 | 176 | 17 |
| 18 | 177 | 178 | 178 | 179 | 180 | 181 | 182 | 183 | 184 | 185 | 18 |
| 19 | 186 | 187 | 188 | 189 | 190 | 191 | 192 | 193 | 194 | 195 | 19 |
| 20 | 196 | 197 | 198 | 199 | 200 | 201 | 202 | 203 | 204 | 205 | 20 |
| 21 | 206 | 207 | 208 | 209 | 210 | 211 | 212 | 213 | 214 | 215 | 21 |
| 22 | 216 | 217 | 218 | 219 | 220 | 221 | 222 | 223 | 224 | 225 | 22 |
| 23 | 226 | 227 | 228 | 229 | 229 | 230 | 231 | 232 | 233 | 234 | 23 |
| 24 | 235 | 236 | 237 | 238 | 239 | 240 | 241 | 242 | 243 | 244 | 24 |

| % | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | % |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|

Окись железа Fe_2O_3 ; молекулярный вес 159.68

| | | | | | | | | | | | |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| 25 | 245 | 246 | 247 | 248 | 249 | 250 | 251 | 252 | 253 | 254 | 25 |
| 26 | 255 | 256 | 257 | 258 | 259 | 260 | 261 | 262 | 263 | 264 | 26 |
| 27 | 265 | 266 | 267 | 268 | 269 | 270 | 271 | 272 | 273 | 274 | 27 |
| 28 | 275 | 276 | 277 | 278 | 279 | 280 | 281 | 281 | 282 | 283 | 28 |
| 29 | 284 | 285 | 286 | 278 | 288 | 289 | 290 | 291 | 292 | 293 | 29 |
| 0 | 000 | 001 | 001 | 002 | 003 | 003 | 004 | 004 | 005 | 006 | 0 |
| 1 | 006 | 007 | 007 | 008 | 009 | 009 | 010 | 011 | 011 | 012 | 1 |
| 2 | 012 | 013 | 014 | 014 | 015 | 016 | 016 | 017 | 017 | 018 | 2 |
| 3 | 019 | 019 | 020 | 021 | 021 | 022 | 023 | 023 | 024 | 024 | 3 |
| 4 | 025 | 026 | 026 | 027 | 028 | 028 | 029 | 029 | 030 | 030 | 4 |
| 5 | 031 | 032 | 033 | 033 | 034 | 034 | 035 | 036 | 036 | 037 | 5 |
| 6 | 038 | 038 | 039 | 039 | 040 | 041 | 041 | 042 | 043 | 043 | 6 |
| 7 | 044 | 044 | 045 | 046 | 046 | 047 | 048 | 048 | 049 | 049 | 7 |
| 8 | 050 | 051 | 051 | 052 | 053 | 053 | 054 | 054 | 055 | 056 | 8 |
| 9 | 056 | 057 | 058 | 058 | 059 | 059 | 060 | 061 | 061 | 062 | 9 |
| 10 | 063 | 063 | 064 | 064 | 065 | 066 | 066 | 067 | 068 | 068 | 10 |
| 11 | 069 | 069 | 070 | 071 | 071 | 072 | 073 | 073 | 074 | 074 | 11 |
| 12 | 075 | 076 | 076 | 077 | 078 | 078 | 079 | 079 | 080 | 081 | 12 |
| 13 | 081 | 082 | 083 | 083 | 084 | 084 | 085 | 086 | 086 | 087 | 13 |
| 14 | 088 | 088 | 089 | 090 | 090 | 091 | 091 | 092 | 093 | 093 | 14 |
| 15 | 094 | 095 | 095 | 096 | 096 | 097 | 098 | 098 | 099 | 100 | 15 |
| 16 | 100 | 101 | 101 | 102 | 103 | 103 | 104 | 105 | 105 | 106 | 16 |
| 17 | 106 | 107 | 108 | 108 | 109 | 110 | 110 | 111 | 111 | 112 | 17 |
| 18 | 113 | 113 | 114 | 115 | 115 | 116 | 116 | 117 | 118 | 118 | 18 |
| 19 | 119 | 120 | 120 | 121 | 121 | 122 | 123 | 123 | 124 | 125 | 19 |

Закись железа FeO ; молекулярный вес 71.94

| | | | | | | | | | | | |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| 0 | 000 | 001 | 003 | 004 | 006 | 007 | 008 | 010 | 011 | 012 | 0 |
| 1 | 014 | 015 | 017 | 018 | 019 | 021 | 022 | 024 | 025 | 026 | 1 |
| 2 | 028 | 029 | 031 | 032 | 033 | 035 | 036 | 038 | 039 | 040 | 2 |
| 3 | 042 | 043 | 044 | 046 | 047 | 049 | 050 | 051 | 053 | 054 | 3 |
| 4 | 056 | 057 | 058 | 060 | 061 | 063 | 064 | 065 | 067 | 068 | 4 |
| 5 | 070 | 071 | 072 | 074 | 075 | 077 | 078 | 079 | 081 | 082 | 5 |
| 6 | 083 | 085 | 086 | 088 | 089 | 090 | 092 | 093 | 095 | 096 | 6 |
| 7 | 097 | 099 | 100 | 102 | 103 | 104 | 106 | 107 | 109 | 110 | 7 |
| 8 | 111 | 113 | 114 | 115 | 117 | 118 | 120 | 121 | 122 | 124 | 8 |
| 9 | 125 | 127 | 128 | 129 | 131 | 132 | 134 | 135 | 136 | 138 | 9 |
| 10 | 139 | 141 | 142 | 143 | 145 | 146 | 148 | 149 | 150 | 152 | 10 |
| 11 | 153 | 154 | 156 | 157 | 159 | 160 | 161 | 163 | 164 | 166 | 11 |
| 12 | 167 | 168 | 170 | 171 | 173 | 174 | 175 | 177 | 178 | 180 | 12 |
| 13 | 181 | 182 | 184 | 185 | 186 | 188 | 189 | 191 | 192 | 193 | 13 |
| 14 | 195 | 196 | 198 | 199 | 200 | 202 | 203 | 205 | 206 | 270 | 14 |

| % | 0.0 | 0,1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | % |
|--------------------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| Магнезия MgO; молекулярный вес 40.32 | | | | | | | | | | | |
| 15 | 209 | 210 | 212 | 213 | 214 | 216 | 217 | 218 | 220 | 221 | 15 |
| 16 | 223 | 224 | 225 | 227 | 228 | 230 | 231 | 232 | 234 | 235 | 16 |
| 17 | 237 | 238 | 239 | 241 | 242 | 244 | 245 | 246 | 248 | 249 | 17 |
| 18 | 251 | 252 | 253 | 255 | 256 | 257 | 259 | 260 | 262 | 263 | 18 |
| 19 | 264 | 266 | 267 | 269 | 270 | 271 | 273 | 274 | 276 | 277 | 19 |
| 0 | 000 | 003 | 005 | 007 | 010 | 012 | 015 | 017 | 020 | 022 | 0 |
| 1 | 025 | 027 | 030 | 032 | 035 | 037 | 040 | 042 | 045 | 047 | 1 |
| 2 | 050 | 052 | 055 | 057 | 059 | 062 | 065 | 067 | 069 | 072 | 2 |
| 3 | 074 | 077 | 079 | 082 | 084 | 087 | 089 | 092 | 094 | 097 | 3 |
| 4 | 099 | 102 | 104 | 107 | 109 | 112 | 114 | 117 | 119 | 121 | 4 |
| 5 | 124 | 127 | 129 | 132 | 134 | 136 | 139 | 141 | 144 | 146 | 5 |
| 6 | 149 | 151 | 154 | 156 | 159 | 161 | 164 | 166 | 169 | 171 | 6 |
| 7 | 174 | 176 | 179 | 181 | 183 | 186 | 189 | 191 | 194 | 196 | 7 |
| 8 | 198 | 201 | 203 | 206 | 208 | 211 | 213 | 216 | 218 | 221 | 8 |
| 9 | 223 | 226 | 228 | 231 | 233 | 236 | 238 | 241 | 243 | 245 | 9 |
| 10 | 248 | 250 | 253 | 256 | 258 | 260 | 263 | 265 | 268 | 270 | 10 |
| 11 | 273 | 275 | 278 | 280 | 283 | 285 | 288 | 290 | 293 | 295 | 11 |
| 12 | 298 | 300 | 303 | 305 | 307 | 310 | 312 | 315 | 317 | 320 | 12 |
| 13 | 322 | 325 | 327 | 330 | 332 | 335 | 337 | 340 | 342 | 345 | 13 |
| 14 | 347 | 350 | 352 | 355 | 357 | 360 | 362 | 365 | 367 | 369 | 14 |
| 15 | 372 | 374 | 377 | 379 | 382 | 384 | 387 | 389 | 392 | 394 | 15 |
| 16 | 397 | 399 | 402 | 404 | 407 | 409 | 412 | 414 | 417 | 419 | 16 |
| 17 | 422 | 424 | 427 | 429 | 432 | 434 | 436 | 439 | 441 | 444 | 17 |
| 18 | 446 | 449 | 451 | 454 | 456 | 459 | 461 | 464 | 466 | 469 | 18 |
| 19 | 471 | 474 | 476 | 479 | 481 | 484 | 486 | 489 | 491 | 494 | 19 |
| 20 | 496 | 499 | 501 | 503 | 506 | 508 | 511 | 513 | 516 | 518 | 20 |
| 21 | 521 | 523 | 526 | 528 | 531 | 533 | 536 | 538 | 541 | 543 | 21 |
| 22 | 547 | 548 | 551 | 553 | 556 | 558 | 560 | 563 | 566 | 568 | 22 |
| 23 | 570 | 573 | 575 | 578 | 580 | 583 | 585 | 588 | 590 | 593 | 23 |
| 24 | 595 | 598 | 600 | 603 | 605 | 608 | 610 | 613 | 615 | 618 | 24 |
| 25 | 620 | 622 | 625 | 628 | 630 | 632 | 635 | 637 | 640 | 642 | 25 |
| 26 | 645 | 647 | 650 | 652 | 655 | 657 | 660 | 662 | 665 | 667 | 26 |
| 27 | 670 | 672 | 675 | 677 | 680 | 682 | 685 | 687 | 690 | 692 | 27 |
| 28 | 694 | 697 | 699 | 702 | 704 | 707 | 709 | 712 | 714 | 717 | 28 |
| 29 | 719 | 722 | 724 | 727 | 729 | 732 | 734 | 737 | 739 | 742 | 29 |
| 30 | 744 | 746 | 749 | 751 | 754 | 756 | 759 | 761 | 764 | 766 | 30 |
| 31 | 769 | 771 | 774 | 776 | 779 | 781 | 784 | 786 | 789 | 791 | 31 |
| 32 | 794 | 796 | 799 | 801 | 804 | 806 | 808 | 811 | 814 | 816 | 32 |
| 33 | 819 | 821 | 823 | 826 | 828 | 831 | 833 | 836 | 838 | 841 | 33 |
| 34 | 843 | 846 | 848 | 851 | 853 | 856 | 858 | 861 | 863 | 866 | 34 |
| 35 | 868 | 870 | 873 | 876 | 878 | 881 | 883 | 885 | 888 | 890 | 35 |
| 36 | 893 | 895 | 898 | 900 | 903 | 905 | 908 | 910 | 913 | 915 | 36 |

| % | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | % |
|----|-----|-----|-----|-----|-------|-------|-------|------|-------|-------|----|
| 37 | 918 | 920 | 923 | 925 | 928 | 930 | 932 | 935 | 937 | 940 | 37 |
| 38 | 942 | 945 | 947 | 950 | 952 | 955 | 957 | 960 | 962 | 965 | 38 |
| 39 | 967 | 970 | 972 | 975 | 977 | 980 | 982 | 985 | 987 | 990 | 39 |
| 40 | 992 | 994 | 997 | 999 | 1.002 | 1.004 | 1.007 | 1.00 | 1.012 | 1.014 | 40 |

Известь СаО; молекулярный вес 56.08

| | | | | | | | | | | | |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| 0 | 000 | 002 | 004 | 005 | 007 | 009 | 011 | 013 | 014 | 016 | 0 |
| 1 | 018 | 020 | 021 | 023 | 025 | 027 | 029 | 030 | 032 | 034 | 1 |
| 2 | 036 | 038 | 039 | 041 | 043 | 045 | 046 | 048 | 050 | 052 | 2 |
| 3 | 054 | 055 | 057 | 059 | 061 | 062 | 064 | 066 | 068 | 070 | 3 |
| 4 | 071 | 073 | 075 | 077 | 079 | 080 | 082 | 084 | 086 | 087 | 4 |
| 5 | 089 | 091 | 093 | 095 | 096 | 098 | 100 | 102 | 103 | 105 | 5 |
| 6 | 107 | 109 | 111 | 112 | 114 | 116 | 118 | 120 | 121 | 123 | 6 |
| 7 | 125 | 127 | 128 | 130 | 132 | 134 | 136 | 137 | 139 | 141 | 7 |
| 8 | 143 | 144 | 146 | 148 | 150 | 152 | 153 | 155 | 157 | 159 | 8 |
| 9 | 161 | 162 | 164 | 166 | 168 | 169 | 171 | 173 | 175 | 177 | 9 |
| 10 | 178 | 180 | 182 | 184 | 185 | 187 | 189 | 191 | 193 | 194 | 10 |
| 11 | 196 | 198 | 200 | 201 | 203 | 205 | 207 | 209 | 210 | 212 | 11 |
| 12 | 214 | 216 | 218 | 219 | 221 | 223 | 225 | 227 | 228 | 230 | 12 |
| 13 | 232 | 234 | 235 | 237 | 239 | 241 | 243 | 244 | 246 | 248 | 13 |
| 14 | 250 | 251 | 253 | 255 | 257 | 259 | 260 | 262 | 264 | 266 | 14 |
| 15 | 268 | 269 | 271 | 273 | 275 | 276 | 278 | 280 | 282 | 284 | 15 |
| 16 | 285 | 287 | 289 | 291 | 292 | 294 | 296 | 298 | 300 | 301 | 16 |
| 17 | 303 | 305 | 307 | 308 | 310 | 312 | 314 | 316 | 317 | 319 | 17 |
| 18 | 321 | 323 | 334 | 326 | 328 | 330 | 332 | 334 | 335 | 337 | 18 |
| 19 | 339 | 341 | 342 | 344 | 346 | 348 | 349 | 351 | 353 | 355 | 19 |
| 20 | 257 | 358 | 360 | 362 | 364 | 366 | 367 | 369 | 371 | 373 | 20 |
| 21 | 375 | 376 | 378 | 380 | 382 | 383 | 385 | 387 | 389 | 391 | 21 |
| 22 | 392 | 394 | 396 | 398 | 399 | 401 | 403 | 405 | 407 | 408 | 22 |
| 23 | 410 | 412 | 414 | 416 | 417 | 419 | 421 | 423 | 424 | 426 | 23 |
| 24 | 428 | 430 | 432 | 433 | 435 | 437 | 439 | 440 | 442 | 444 | 24 |

Натр Na₂O; молекулярный вес 61.994

| | | | | | | | | | | | |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| 0 | 000 | 002 | 003 | 005 | 006 | 008 | 010 | 011 | 013 | 015 | 0 |
| 1 | 016 | 018 | 019 | 021 | 023 | 024 | 026 | 027 | 029 | 031 | 1 |
| 2 | 032 | 034 | 035 | 037 | 039 | 040 | 042 | 044 | 045 | 047 | 2 |
| 3 | 048 | 050 | 052 | 053 | 055 | 056 | 058 | 060 | 061 | 063 | 3 |
| 4 | 065 | 066 | 068 | 069 | 071 | 073 | 074 | 076 | 077 | 079 | 4 |
| 5 | 081 | 082 | 084 | 085 | 087 | 089 | 090 | 092 | 094 | 095 | 5 |
| 6 | 097 | 098 | 100 | 102 | 103 | 105 | 106 | 108 | 110 | 111 | 6 |
| 7 | 113 | 115 | 116 | 118 | 119 | 121 | 123 | 124 | 126 | 127 | 7 |
| 8 | 129 | 131 | 132 | 134 | 135 | 137 | 139 | 140 | 142 | 144 | 8 |
| 9 | 145 | 147 | 148 | 150 | 152 | 153 | 155 | 156 | 158 | 160 | 9 |
| 10 | 161 | 163 | 165 | 166 | 168 | 169 | 171 | 173 | 174 | 176 | 10 |
| 11 | 177 | 179 | 181 | 182 | 184 | 185 | 187 | 189 | 190 | 192 | 11 |
| 12 | 194 | 195 | 197 | 198 | 200 | 202 | 203 | 205 | 206 | 208 | 12 |

| % | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | % |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| 13 | 210 | 211 | 213 | 215 | 216 | 218 | 219 | 221 | 223 | 224 | 13 |
| 14 | 226 | 227 | 229 | 231 | 232 | 234 | 235 | 237 | 239 | 240 | 14 |
| 15 | 242 | 244 | 245 | 247 | 248 | 250 | 252 | 253 | 255 | 256 | 15 |
| 16 | 258 | 260 | 261 | 263 | 265 | 266 | 268 | 269 | 271 | 273 | 16 |
| 17 | 274 | 276 | 277 | 279 | 281 | 282 | 284 | 285 | 287 | 289 | 17 |
| 18 | 290 | 292 | 294 | 295 | 297 | 298 | 300 | 302 | 303 | 303 | 18 |
| 19 | 306 | 308 | 310 | 311 | 313 | 315 | 316 | 318 | 319 | 321 | 19 |

Кали K_2O ; молекулярный вес 94.20

| | | | | | | | | | | | |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| 0 | 000 | 001 | 002 | 003 | 004 | 005 | 006 | 007 | 009 | 010 | 0 |
| 1 | 011 | 012 | 013 | 014 | 015 | 016 | 017 | 018 | 019 | 020 | 1 |
| 2 | 021 | 022 | 023 | 024 | 025 | 027 | 028 | 029 | 030 | 031 | 2 |
| 3 | 032 | 033 | 034 | 035 | 036 | 037 | 038 | 039 | 040 | 041 | 3 |
| 4 | 042 | 044 | 045 | 046 | 047 | 048 | 049 | 050 | 051 | 052 | 4 |
| 5 | 053 | 054 | 055 | 056 | 057 | 058 | 059 | 061 | 062 | 063 | 5 |
| 6 | 064 | 065 | 066 | 067 | 068 | 069 | 070 | 071 | 072 | 073 | 6 |
| 7 | 074 | 075 | 076 | 077 | 079 | 080 | 081 | 082 | 083 | 084 | 7 |
| 8 | 085 | 086 | 087 | 088 | 089 | 090 | 091 | 092 | 093 | 094 | 8 |
| 9 | 095 | 097 | 098 | 099 | 100 | 101 | 102 | 103 | 104 | 105 | 9 |
| 10 | 106 | 107 | 108 | 109 | 110 | 111 | 112 | 114 | 115 | 116 | 10 |
| 11 | 117 | 118 | 119 | 120 | 121 | 122 | 123 | 124 | 125 | 126 | 11 |
| 12 | 127 | 128 | 129 | 131 | 132 | 133 | 134 | 135 | 136 | 137 | 12 |
| 13 | 138 | 139 | 140 | 141 | 142 | 143 | 144 | 145 | 146 | 148 | 13 |
| 14 | 149 | 150 | 151 | 152 | 153 | 154 | 155 | 156 | 157 | 158 | 14 |
| 15 | 159 | 160 | 161 | 162 | 163 | 165 | 166 | 167 | 168 | 169 | 15 |
| 16 | 170 | 171 | 172 | 173 | 174 | 175 | 176 | 177 | 178 | 179 | 16 |
| 17 | 180 | 181 | 183 | 184 | 185 | 186 | 187 | 188 | 189 | 190 | 17 |
| 18 | 191 | 192 | 193 | 194 | 195 | 196 | 197 | 198 | 200 | 201 | 18 |
| 19 | 202 | 203 | 204 | 205 | 206 | 207 | 208 | 209 | 210 | 211 | 19 |

Вода H_2O ; молекулярный вес 18.016

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 006 | 011 | 017 | 022 | 028 | 033 | 039 | 044 | 050 | 0 |
| 2 | 056 | 061 | 067 | 072 | 078 | 083 | 089 | 094 | 100 | 106 | 1 |
| 1 | 111 | 117 | 122 | 128 | 133 | 139 | 144 | 150 | 155 | 161 | 2 |
| 3 | 166 | 172 | 178 | 183 | 189 | 194 | 200 | 205 | 211 | 217 | 3 |
| 4 | 222 | 228 | 233 | 239 | 244 | 250 | 255 | 261 | 266 | 272 | 4 |
| 5 | 277 | 283 | 289 | 294 | 300 | 305 | 311 | 316 | 322 | 328 | 5 |
| 6 | 333 | 339 | 344 | 350 | 355 | 361 | 366 | 372 | 377 | 383 | 6 |
| 7 | 389 | 394 | 400 | 405 | 411 | 416 | 422 | 427 | 433 | 438 | 7 |
| 8 | 444 | 450 | 455 | 461 | 466 | 472 | 477 | 483 | 488 | 494 | 8 |
| 9 | 500 | 505 | 511 | 516 | 522 | 527 | 533 | 538 | 544 | 550 | 9 |

Титановая кислота TiO_2 ; молекулярный вес 79.90

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 001 | 003 | 004 | 005 | 006 | 008 | 009 | 010 | 011 | 0 |
| 1 | 013 | 014 | 015 | 016 | 018 | 019 | 020 | 021 | 023 | 024 | 1 |
| 2 | 025 | 026 | 028 | 029 | 030 | 031 | 033 | 034 | 035 | 036 | 2 |
| 3 | 038 | 039 | 040 | 041 | 043 | 044 | 045 | 046 | 048 | 049 | 3 |
| 4 | 050 | 051 | 053 | 054 | 055 | 056 | 058 | 059 | 060 | 061 | 4 |
| 5 | 063 | 064 | 065 | 066 | 068 | 069 | 070 | 071 | 073 | 074 | 5 |
| 6 | 075 | 076 | 078 | 079 | 080 | 081 | 083 | 084 | 085 | 086 | 6 |
| 7 | 088 | 089 | 090 | 091 | 093 | 094 | 095 | 096 | 098 | 099 | 7 |
| 8 | 100 | 101 | 103 | 104 | 105 | 106 | 108 | 109 | 110 | 111 | 8 |
| 9 | 113 | 114 | 115 | 116 | 118 | 119 | 120 | 121 | 123 | 124 | 9 |

| % | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | % |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|

Пятиокись фосфора P_2O_5 ; молекулярный вес 142.04

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 001 | 001 | 002 | 003 | 004 | 004 | 005 | 006 | 006 | 0 |
| 1 | 007 | 008 | 008 | 009 | 010 | 011 | 011 | 012 | 013 | 013 | 1 |
| 2 | 014 | 015 | 015 | 016 | 017 | 018 | 018 | 019 | 020 | 020 | 2 |
| 3 | 021 | 022 | 023 | 023 | 024 | 025 | 025 | 026 | 027 | 027 | 3 |
| 4 | 028 | 029 | 030 | 030 | 031 | 032 | 032 | 033 | 034 | 035 | 4 |
| 5 | 035 | 036 | 037 | 037 | 038 | 039 | 039 | 040 | 041 | 042 | 5 |

Окись циркония ZrO_2 ; молекулярный вес 123.22

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 001 | 002 | 002 | 003 | 004 | 005 | 006 | 007 | 007 | 0 |
| 1 | 008 | 009 | 010 | 011 | 011 | 012 | 013 | 014 | 015 | 015 | 1 |
| 2 | 016 | 017 | 018 | 019 | 020 | 020 | 021 | 022 | 023 | 024 | 2 |
| 3 | 024 | 025 | 026 | 027 | 028 | 028 | 029 | 030 | 031 | 032 | 3 |
| 4 | 033 | 033 | 034 | 035 | 036 | 037 | 037 | 038 | 039 | 040 | 4 |
| 5 | 041 | 041 | 042 | 043 | 044 | 045 | 046 | 046 | 047 | 048 | 5 |

Углекислота CO_2 ; молекулярный вес 44.00

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 002 | 005 | 007 | 009 | 011 | 014 | 016 | 018 | 020 | 0 |
| 1 | 023 | 025 | 027 | 030 | 032 | 034 | 036 | 039 | 041 | 043 | 1 |
| 2 | 045 | 048 | 050 | 052 | 055 | 057 | 059 | 061 | 064 | 066 | 2 |
| 3 | 068 | 070 | 073 | 075 | 077 | 080 | 082 | 084 | 086 | 089 | 3 |
| 4 | 091 | 093 | 095 | 098 | 100 | 102 | 105 | 107 | 109 | 111 | 4 |
| 5 | 114 | 116 | 118 | 120 | 123 | 125 | 127 | 130 | 132 | 134 | 5 |
| 6 | 136 | 139 | 141 | 143 | 145 | 148 | 150 | 152 | 155 | 157 | 6 |
| 7 | 159 | 161 | 164 | 166 | 168 | 170 | 173 | 175 | 177 | 180 | 7 |
| 8 | 182 | 184 | 186 | 189 | 191 | 193 | 195 | 198 | 200 | 202 | 8 |
| 9 | 205 | 207 | 209 | 211 | 214 | 216 | 218 | 220 | 223 | 225 | 9 |

Серный ангидрид SO_3 ; молекулярный вес 80.06

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 001 | 003 | 004 | 005 | 006 | 008 | 009 | 010 | 011 | 0 |
| 1 | 013 | 014 | 015 | 016 | 018 | 019 | 020 | 021 | 023 | 024 | 1 |
| 2 | 025 | 026 | 028 | 029 | 030 | 031 | 033 | 034 | 035 | 036 | 2 |
| 3 | 038 | 039 | 040 | 041 | 043 | 044 | 045 | 046 | 048 | 049 | 3 |
| 4 | 056 | 051 | 053 | 054 | 055 | 056 | 058 | 059 | 060 | 061 | 4 |

Хлор Cl; молекулярный вес 35.457

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 003 | 006 | 009 | 011 | 014 | 017 | 020 | 023 | 025 | 0 |
| 1 | 028 | 031 | 034 | 037 | 039 | 042 | 045 | 048 | 051 | 054 | 1 |
| 2 | 056 | 059 | 062 | 065 | 068 | 070 | 073 | 076 | 079 | 082 | 2 |
| 3 | 085 | 087 | 090 | 093 | 096 | 099 | 101 | 104 | 107 | 110 | 3 |

Закись марганца MnO ; молекулярный вес 70.93

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 001 | 003 | 004 | 006 | 007 | 008 | 010 | 011 | 013 | 0 |
| 1 | 014 | 015 | 017 | 018 | 020 | 021 | 023 | 024 | 025 | 027 | 1 |
| 2 | 028 | 030 | 031 | 032 | 034 | 035 | 037 | 038 | 039 | 041 | 2 |
| 3 | 042 | 044 | 045 | 046 | 048 | 049 | 051 | 052 | 054 | 055 | 3 |

| % | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | % |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|

Фтор F; атомный вес 19.00

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 005 | 011 | 016 | 021 | 026 | 032 | 037 | 042 | 047 | 0 |
| 1 | 053 | 058 | 063 | 068 | 074 | 079 | 084 | 089 | 095 | 100 | 1 |

Окись бария BaO; молекулярный вес 153.36

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 001 | 001 | 002 | 003 | 003 | 004 | 005 | 005 | 006 | 0 |
| 1 | 007 | 007 | 008 | 009 | 009 | 010 | 010 | 011 | 012 | 012 | 1 |
| 2 | 013 | 014 | 014 | 015 | 016 | 016 | 017 | 018 | 018 | 019 | 2 |
| 3 | 020 | 020 | 021 | 022 | 022 | 023 | 024 | 024 | 025 | 025 | 3 |

Окись стронция SrO; молекулярный вес 103.63

| | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---|
| 0 | 000 | 001 | 002 | 003 | 004 | 005 | 006 | 007 | 008 | 009 | 0 |
| 1 | 010 | 011 | 012 | 013 | 014 | 014 | 015 | 016 | 017 | 018 | 1 |

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|----|
| Предисловие | 3 |
| Введение | 4 |
| Глава I. Общие особенности химического состава изверженных горных пород | |
| Вещественный состав горных пород, химический и минералогический | 7 |
| Валовой химический состав. Основные особенности состава изверженных горных пород | 9 |
| Геохимическая таблица элементов | 9 |
| Способ построения геохимической таблицы в рациональной форме | 10 |
| Размеры атомов и радиусы ионов | 12 |
| Геохимические группы на таблице | 13 |
| «Средний состав» изверженных горных пород | 16 |
| Вариации состава | 17 |
| Коррелятивность в содержании разных составных частей | 18 |
| Разные формы выражения химического состава | 19 |
| Некоторые важные для петрохимии особенности атомного строения минералов вообще | 23 |
| О структуре силикатов | 25 |
| Глава II. Обзор составных частей изверженных горных пород в порядке цифр анализа | |
| Кремнезем SiO_2 | 29 |
| Глинозем Al_2O_3 | 31 |
| Окись железа Fe_2O_3 | 34 |
| Закись железа FeO и магнезия MgO | 35 |
| Известь CaO | 38 |
| Окиси натрия Na_2O и калия K_2O | 39 |
| Вода H_2O | 41 |
| Двуокись титана TiO_2 | 42 |
| Пятиокись фосфора P_2O_5 | 42 |
| Закись марганца MnO | 43 |
| Малые элемента изверженных горных пород | 43 |
| А. Группа типичных петрогенных элементов (литий, бериллий, рубидий, цезий, стронций и барий) | 43 |
| В. Группа железа (ванадий, хром, никель, кобальт, медь) | 44 |
| С. Цирконий, редкоземельные элементы и другие им родственные | 45 |
| D. Группа минерализаторов (бор, углерод, фтор, хлор, сера, фосфор) | 46 |
| Глава III. Химический анализ изверженных горных пород | |
| Разложение силикатов горной породы | 47 |
| Кремнекислота SiO_2 | 47 |
| Глинозем Al_2O_3 | 47 |
| Окислы железа Fe_2O_3 и FeO | 48 |
| Магнезия MgO | 48 |
| Известь CaO | 50 |
| Окислы натрия Na_2O и калия K_2O | 51 |
| Вода H_2O и уголекислота CO_2 | 52 |
| Двуокись титана TiO_2 | 52 |
| Пятиокись фосфора P_2O_5 | 53 |
| Закись марганца MnO | 53 |
| Другие составные части породы | 53 |
| Ход анализа | 54 |
| А. Приготовление пробы | 54 |
| В. Основной анализ | 54 |
| С. Щелочи | 55 |
| D. Остальные составные части, определяемые отдельно (влажность, конституционная вода, уголекислота, фосфорная кислота, закись марганца, закись железа) | 56 |
| Точность анализа | 56 |

Глава IV. Применявшиеся пересчеты анализов горных пород

| | |
|--|----|
| Общие замечания о способах пересчета анализов | 60 |
| Различные способы пересчетов, предложенные до сих пор | 61 |
| А. Системы характеристик с объединением окислов по валентности элементов | 61 |
| Система Рота | 61 |
| «Магматические формулы» Левинсона-Лессинга | 62 |
| «Символы химического состава» Федорова | 63 |
| В. Системы характеристик с объединением окислов в группы, отвечающие ассоциациям их в горных породах | 64 |
| Система Мишель-Леви | 64 |
| Система Озанна | 66 |
| Система Ниггли | 68 |
| Система Вольфа | 69 |
| С. Система американской количественной классификации (основной принцип вычисления виртуального состава, символ состава и схема классификации, примеры) | 71 |
| Д. Система Хоммеля | 80 |
| Общее заключение | 82 |

Глава V. Выбор рационального способа пересчета анализов

| | |
|---|-----|
| Основные требования, которым должен удовлетворять рациональный способ пересчета | 83 |
| Значение диаграмм | 84 |
| О диаграммах вообще | 86 |
| Рациональная форма числовых характеристик | 88 |
| Предлагаемый способ образования числовой характеристики | 89 |
| Порядок расчета числовой характеристики | 95 |
| Обратное вычисление состава по числовым характеристикам | 99 |
| Связь между числовыми характеристиками разных систем | 100 |

Глава VI. Диаграммы, изображающие химический состав горных пород

| | |
|--|-----|
| Вариационные диаграммы | 105 |
| Фигурные диаграммы | 107 |
| Точечные диаграммы (Граут, Иддингс, Озани, Бекке, Федоров, Ниггли, Вольф, Хоммель) | 108 |
| Некоторые свойства бариецентрических координат | 114 |
| Прямые линии диаграммы | 120 |
| Плоскости диаграммы | 121 |
| Свойства состава смеси | 121 |
| Важная особенность бариецентрических координат | 122 |
| Изображение многокомпонентных систем | 124 |

Глава VII. Геометрическое представление принятых числовых характеристик химических составов

| | |
|---|-----|
| Общие замечания | 127 |
| Диаграмма, представляющая основные характеристики | 128 |
| Частные диаграммы дополнительных характеристик | 131 |
| Общая диаграмма числовых характеристик | 132 |
| Выражение на диаграмме главных особенностей химизма горных пород | 134 |
| Числовая характеристика состава смеси двух составов и изображение ее на диаграмме | 138 |

Глава VIII. Систематика химических составов изверженных горных пород

| | |
|--|-----|
| Разнообразие химических составов пород и их систематика | 144 |
| Систематика составов изверженных горных пород | 152 |
| Схема классификации химических составов изверженных горных пород | 154 |

Глава IX. Изучение ассоциаций изверженных горных пород

| | |
|---|-----|
| Общие замечания | 162 |
| Сравнение серий изверженных горных пород | 168 |
| Вулканы Уюнь-Холдонги | 168 |
| Диаграммы и дифференциация | 170 |
| Продукты извержений Монте Соммы и Везувия | 171 |
| Четвертичный вулканизм Армении | 176 |
| Горы Матра и Мечек в Венгрии | 179 |

| | |
|--|-----|
| Глава X. Новейшие вулканические провинции Тихоокеанской области земного шара | 182 |
| Типы Пеле и Лассен-Пик | 185 |
| Тип Электрик-Пик и тип Иеллоустонского парка | 187 |
| Типы Розита-Хилс и Ортиз Маунтинс | 190 |
| Тип Сиерра-Невады (эффузивы) | 191 |
| Тип Сан-Франциско | 192 |
| Общие замечания о рассмотренных типах | 193 |
| Некоторые вулканы Камчатки | 193 |
| Вулкан Авача | 193 |
| Действующие вулканы Северной группы | 196 |
| Тип Марос Хайвуд | 198 |
| Тип Гавайи | 200 |
| Тип Таити | 203 |
| Замечания о щелочных ассоциациях вулканических горных пород Тихоокеанской области земного шара | 203 |
| Глава XI. Примеры ассоциаций новейших горных пород Атлантического океана | |
| Исландия | 205 |
| Азорские острова | 209 |
| Остров Мадейра | 209 |
| Канарские острова | 211 |
| Острова Зеленого Мыса | 213 |
| Острова Вознесения и Св. Елены | 215 |
| Глава XII. Вулканические районы области Средиземного моря | |
| Вулканические районы Италии | 218 |
| Этна | 220 |
| Липарские, или Золотые, острова | 222 |
| Монте-Ферру и Монте-Арчи в Сардинии | 224 |
| Вулканы Эгейского моря | 225 |
| Вулканы Центрального Кавказа | 226 |
| Глава XIII. Молодой вулканизм Западной и Средней Европы | |
| Овернь | 231 |
| Новый вулканизм Средней Европы | 232 |
| Северно-Рейнская вулканическая дуга | 234 |
| Южно-Рейнская вулканическая дуга | 237 |
| Оденвальд, Шпессарт и Катценбуккель | 238 |
| Чешско-Силезская вулканическая дуга | 240 |
| Глава XIV. Примеры ассоциаций вулканических пород Индийско-Африканской области | |
| Острова Индийского океана | 243 |
| Вулканический район Буфумбира | 246 |
| Ассоциация щелочных пород «с пантеллеритовой тенденцией» | 248 |
| Глава XV. О систематике естественных ассоциаций вулканических пород по признакам их химизма | |
| Общие признаки роя векторов | 253 |
| Диаграммы химических типов естественных ассоциаций вулканических горных пород | 255 |
| Глава XVI. Экспериментальные данные и диаграммы естественных ассоциаций изверженных горных пород | 259 |
| Заключение | 275 |
| Литература | 279 |
| Приложения | 282 |

