



132

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ПРОФ. ЛЕНИНГРАДСКОГО ГОРНОГО ИНСТИТУТА

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ  
**ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИИ**  
ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

С 94 рисунками

Государственным Ученым Советом рекомендован  
в качестве пособия для ВУЗ'ов.

НАУЧНОЕ ХИМИКО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ОТДЕЛ В. С. Н. Х.

ЛЕНИНГРАД

1926

**НАУЧНОЕ ХИМИКО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО**  
**НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ОТДЕЛ В.С.Н.Х.**  
ЛЕНИНГРАД, Колокольная ул., 2, кв. 7, тел. 143-20

**ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ:**

- Абдергальден, Э. Основы нашего питания. Пер. А. П. Горбунова под ред. проф. Н. Н. Иванова. 1926. Ц. 1 руб. 15 коп.
- Его же. Синтез клеточных веществ в растении и животном. Пер. Л. Рабинович-Давыдовой под ред. проф. Н. Н. Иванова. 1926. Ц. 70 к.
- Абегг, Р. и Саккур, О. Примеры численных задач по физической химии с решениями. Пер. с нем. М. Кучерова. 1924. Ц. 90 коп.
- Аничков, С. В. Действие на орг. боевых отравл. веществ. 1924. Ц. 20 коп.
- Ардт, К. Основные понятия высшей математики для химиков. Пер. В. В. Нечаева. 1924. Ц. 60 коп.
- Аррениус, Сванте. Физико-химические закономерности химических процессов в космосе. Пер. Г. П. Горбунова. 1924. Ц. 20 коп.
- Его же. Химия и современная жизнь. Пер. Г. П. Горбунова под ред. М. А. Блох. 1924. Ц. 2 руб.
- Его же. Проблемы физической и космической химии. Пер. В. А. Унковской. 1925. Ц. 1 руб. 35 коп.
- Астон, Ф. В. Изотопы. Пер. В. И. Баранова. 1924. Ц. 2 руб. 40 коп.
- Баймаков, Ю. Электролитическое осаждение металлов. 1924. Ц. 3 руб.
- Беляев, Н. И. Сталь, кристаллизация, термическая обработка и механические свойства. 1925. Ц. 4 руб. 75 коп.
- Берендс, Ф. Г. Паение в домашнем хозяйстве и крестьянском быту. 1925.
- Блох, М. А. Химическая промышленность. 1924. Ц. 85 коп.
- Буркхардт, Р. Практическое руководство по выделке кожи. Пер. С. И. Орловой под ред. Н. И. Егоркина. 1926. Ц. 1 руб. 15 коп.
- Валента, Э. Химия фотографических процессов. Вып. I, перев. под ред. Д. И. Лещенко. 1925. Ц. 2 руб. 80 коп.
- Вальден, П. И., акад. Из истории химических открытий. 1925. Ц. 1 р. 20 к.
- Вернадский, В. И., акад. История минералов земной коры. 1924. Ц. 2 р. 25 к.
- Воронов, А. А. Динамоэлектрические машины постоянного тока. 1924. Ц. 2 руб. 50 коп.
- Ворожцов, Н. Н. Стулени в синтезе красителей. 1926. Ц. 5 руб. 30 коп.
- Гаврилов, Ф. Пробирное искусство. 1925. Ц. 2 руб. 75 коп.
- Гадфильд, Ф. и Борнгейм, Т. Специальные стали. 1926. Ц. 1 руб. 35 коп.
- Гаттерман, Л. Практические занятия по органической химии. 1926. Ц. 4 р. 75 к.
- Герц, В. проф. Очерк истории развития основных воззрений химии. Пер. Н. А. Бах под ред. и с дополнениями М. А. Блох. 1924. Ц. 2 руб. 50 коп.
- Гессе, Г. К. Переменные токи. 1924. Ц. 1 руб. 50 коп.
- Гиллебранд, В. Ф. Химия силикатов. Пер. А. Ф. Фиолетовой с дополн. А. Ф. Добрянского под ред. В. И. Искюля. 1925. Ц. 5 р. 60 к.
- Грец, Л. Эфир и теория относительности. Пер. Б. Н. Финкельштейна. 1924. Ц. 1 руб. 20 коп.
- Гурвич, Л. Основные законы, явления и теории неорг. химии. 1926. Ц. 2 руб. 80 коп.
- Дюкло, Ж. Коллоиды. Пер. А. Михалевича под ред. и с предислов. В. Курбатова. 1924. Ц. 1 руб. 60 коп.
- Зангулов, М. Сплавы. 1924. Ц. 4 руб.
- Зинкинд, Ю. С. Химия органических соединений с открытой цепью. 1924. Ц. 4 руб. 60 коп.
- Его же. Ацетилен и его применение. 1925. Ц. 22 коп.
- Иванов, В. Н., акад. Химическая промышленность—база химической обороны. 1924. Ц. 15 коп.
- Иванов, В. Н., акад. Задачи Доброхима. Изд. I и изд. II. 1924. Ц. 18 коп.
- Иванов, В. Н., акад. Малая книжка на 1926 г. Ц. 1 руб. 50 коп.
- Иванов, В. Н., акад. Манянский спутник электротехника. 1924. Ц. 40 коп.
- Иванов, В. Н., акад. Трухов, М. М. Металлургия стали, ч. I. 1924. Ц. 3 р. 25 к. Металлургия стали, ч. II. Вып. I. 1925. Ц. 2 руб. 50 коп.

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

Проф. Ленинградского Горного Института

552.3

3 13

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ**

# **ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИИ**

**ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД**

С 94 рисунками

Государственным Ученым Советом рекомендован  
в качестве пособия для ВУЗ'ов.

**НАУЧНОЕ ХИМИКО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО**  
**НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ОТДЕЛ В. С. Н. Х.**  
**ЛЕНИНГРАД**  
1926



214



Ленинградский Гублит № 2524. Тираж 2000. Заказ № 1554.

## ВВЕДЕНИЕ.

Петрография изучает горные породы, т. е. те минеральные агрегаты, которые образуют земную кору, как геологически самостоятельные составные ее части. Предметом изучения петрографии не являются те исключительные скопления вещества, содержащие редкие в земной коре элементы, которые образуют рудные и нерудные месторождения полезных ископаемых, хотя, надо сказать, границы между понятиями горной породы и руды в некоторых случаях совершенно условны. Условия, которым должен удовлетворять минеральный агрегат, составляющий часть земной коры, для того, чтобы его можно было назвать горной породой, Розенбуш формулировал так: 1) он должен в своем отграничении от окружающих масс ясно указывать, что он обязан своим происхождением своему особенному геологическому явлению; 2) вещественный состав его нельзя вывести непосредственно из окружающих масс и 3) природа образующих его веществ (минералогический состав), способ их сочетания между собою (структура) и занимаемое им пространство (геологические формы нахождения) должны находиться в причинной зависимости от того геологического явления, которому он обязан происхождением.

Как во всякой другой отрасли научного знания, в петрографии приходится начинать с идентификации и установления различий между объектами изучения, в данном случае между горными породами. Другими словами, приходится начинать с описания и определений горных пород. При этом создаются понятия об отдельных видах и разновидностях горных пород, обозначаемые особыми терминами—названиями этих видов и разновидностей. Дать определение каждому из этих понятий—главная задача описательной петрографии.

Но горные породы приходится рассматривать не только как минеральные агрегаты, образующие составные части земной коры, они, как сказано, вместе с тем представляют продукты определенных геологических процессов. Являясь в этих процессах некоторыми физико-химическими системами, они пришли к настоящему состоянию через ряд изменений и превращений других систем. Превращения физико-химические или механические, или, наконец,

явления органической жизни, приводящие к образованию горных пород, совершаются в определенных геологических условиях и связаны между собой общею историею геологического развития того участка земной коры, который образуют различные горные породы. Таким образом возникает представление о генетической связи между собою горных пород, об отношениях, обусловленных этою связью, и о самом происхождении пород, как разных проявлений общей эволюции земли. Эти вопросы рассматриваются уже теоретической петрографией, которая является таким образом учением о петрогенезисе. Можно было бы назвать ее, как часть учения о горных породах, объясняющую особенности разных горных пород, их происхождение и их отношения, — петрологией, в противоположность описательной части этого же учения — петрографией.

В теоретической петрографии или петрологии горную породу можно рассматривать с двух точек зрения. С одной стороны, каждая горная порода, как только что сказано, есть физико-химическая система, есть результат некоторых физико-химических процессов, состоящих или в застывании и кристаллизации расплавленных масс, или выпадении растворенных веществ, или в химических превращениях, связанных с жизнедеятельностью организмов, или в механических процессах перемещения, сортировки и отложения материала, образующего горную породу. Поэтому образование горных пород управляется общими законами физики и химии. Изложение этих общих законов в приложении к процессам петрогенезиса должно, очевидно, составлять существенную часть петрологии. С другой стороны, петрология, являясь ветвью геологии, рассматривает горные породы, как продукты геологических процессов, изучая их взаимные отношения и связь, закономерности их образования во времени и пространстве, отношение пород к строению земной коры (тектонике) и условия их залегания; это — вторая часть нашей науки.

В первой мы близко подходим к тем вопросам, решение которых составляет задачу физической химии и теоретической минералогии. Во второй — соприкасаемся с учением о вулканизме, в тесном смысле этого слова, когда речь идет о породах изверженных, и с учением о фациях, когда приходится касаться пород осадочных.

Теоретическая петрография или петрология рассматривает горные породы, как продукты разнообразных процессов в литосфере и на ее поверхности. Все эти процессы, все изменения, происходящие в земной коре, объединяются в общей идее эволюции нашей планеты. Эта идея приложима в частности и к тем явлениям, совокупность которых составляет литогенезис. Разные горные породы с этой точки зрения не являются отдельными независимыми объектами изучения. Они представляют результаты эволюционного процесса и так или иначе связаны между собою генетически. Идея эволюции дает возможность, подобно тому, как это мы имеем в биологических науках, устанавливать соотношения и располагать в определенном порядке различные

отдельные виды и группы горных пород. Другими словами, она дает возможность создать естественную классификацию горных пород. Как ни далеки еще мы от такой классификации горных пород, все же она возможна, и общую ее схему уже и теперь можно предвидеть.

Основным законом эволюции, который управляет процессами петрогенезиса, является закон, проявляющийся во всех физико-химических процессах, мировой закон развития—закон рассеяния энергии или закон энтропии. Это само собой понятно, так как в петрогенезисе мы имеем дело с различными физико-химическими и физическими процессами. Идея эволюции, приводящей к образованию из некоторой первичной магмы различных видов изверженных горных пород, давно уже существует в петрографии, но до сравнительно очень недавнего времени это была только общая идея, из признания которой нельзя было сделать никаких заключений о направлении этой эволюции, и нельзя было усмотреть, в каких формах проявляется движущая причина ее—явление рассеяния энергии.

В петрографии мы здесь видим нечто подобное тому, что было и в науках биологических, где учение об эволюции теперь является краеугольным камнем всего здания. Там эта идея появилась раньше той ее формы, какую она приняла в дарвинизме, но лишь со времени Дарвина в естественном отборе мы видим основной механизм эволюционного процесса.

Механизм эволюции в петрогенезисе изверженных пород стал выясняться с тех пор, когда были применены законы физической химии, изученные раньше на металлических сплавах и сплавах солей.

Учение об эвтектике, о застывании расплавов изоморфных смесей и пр. и экспериментальное изучение простейших систем главнейших силикатов, образующих горные породы, для идеи эволюции, объясняющей происхождение изверженных пород, имеют значение не меньшее, чем теория Дарвина в биологии. Как в том, так и в другом случае, взамен голословного признания существования развития, последовательного появления и генетической связи отдельных изучаемых форм, мы получаем объяснение, как этот процесс развития совершается, почему возникают те или другие превращения, результаты которых мы изучаем.

Во всех этих превращениях мы видим одно общее свойство, общий принцип, управляющий эволюцией всей вселенной; в каждом отдельном процессе мы встречаемся с восстановлением нарушенного равновесия между рассматриваемой формой, рассматриваемой системой и внешним для нее миром. Цепь превращений, претерпеваемых ими, есть ряд последовательных приспособлений их ко все вновь и вновь меняющимся внешним условиям. В этой непрерывной смене состояний физико-химических систем, из которых возникают горные породы, последовательном восстановлении нарушающегося равновесия, последовательном «приспособлении» систем к новым условиям можно тоже до известной степени видеть аналогию с выживанием

наиболее приспособленных в органическом мире. Как там, так и в мире неорганическом и, в частности, в жизни горных пород, эволюция в конечном счете определяется взаимодействием возникающих видов с внешней средой. В мире неорганическом и в мире органическом механизм «отбора приспособленных», конечно, различен, но, как принцип, «отбор» сохраняет свое значение, и в каждом из отдельных видов горных пород мы можем видеть форму «наиболее устойчивую», наиболее «приспособленную к существованию» в тех условиях, которыми вызвано ее образование.

Охлаждение и застывание магмы приводит к ее дифференциации и образованию ряда изверженных пород; механическая переработка твердого материала, слагающего земную кору, энергией движущейся среды (воды, воздуха) ведет к образованию пород осадочных кластических, изменения в породе под влиянием внутренней тепловой энергии земли и давления, господствующего в земной коре, обращают ее в породу метаморфическую.

Во всех этих процессах получают более устойчивые в новых условиях системы тел, представляющие горные породы. Изучая эти процессы петрогенезиса, мы должны рассматривать тот исходный материал, из которого образуется порода (напр., магма, водный раствор, ил), и те внешние воздействия на нее, которые вызывают изменения (охлаждение магмы, испарение раствора, коагуляция ила) и ведут к образованию породы. Однако, в большинстве случаев о природе первоначального исходного материала мы можем судить лишь приблизительно, основываясь на вещественном составе образовавшейся из него горной породы. Поэтому изложению процессов петрогенезиса приходится каждый раз предпосылать некоторые общие замечания о вещественном составе рассматриваемой группы пород.

Только изучение способов образования горных пород дает возможность подойти к объяснению взаимных отношений различных пород, установить генетическую связь между отдельными типами и затем искать соотношение между возникновением этих типов пород и всей геологической историей изучаемого района.

Вместе с тем для этого необходимо изучение и морфологии самих масс горных пород, и их морфологических соотношений между собою, так как условиями залегания определяются условия образования горных пород или их изменений. С этой стороны учение о залегании горных пород также частью входит в объем теоретической петрографии, хотя, главным образом, оно составляет предмет структурной геологии или учения о тектонике.

Как и в других положительных науках, например, в тех же науках биологических, в петрографии, взятой во всем ее объеме, приходится разрешать тройного рода задачи: во-первых, задачи физиографии или морфологии горных пород. Это задачи описательной петрографии. Во-вторых, перед нашей наукой стоят вопросы о закономерности в процессах, происходящих при образовании горных пород (аналогично физиологии в биологических науках), и, наконец,

являются вопросы естественной истории горных пород. Блестящий расцвет описательной петрографии был вызван применением поляризационного микроскопического метода к изучению горных пород; сравнительно недавно, примерно с конца 90 годов, сильный толчок к развитию вперед учения о процессах петрогенезиса, как сказано, дали применение к решению вопросов петрологии физической химии и особенно экспериментальные работы последнего времени, поставившие учение о петрогенезисе изверженных горных пород на твердую основу. В последнее же время, главным образом, тоже уже в настоящем столетии, мы видим и широкое развитие петрологических идей, связывающих процессы петрогенезиса с теми определенными геологическими условиями, в которых эти процессы происходят. Это стало возможным благодаря предшествующему развитию физиографической и физикохимической петрографии с одной стороны, а с другой—накоплению геологических наблюдений в природе, в поле. Таким образом, петрография постепенно из почти чисто описательной науки, какой она была еще так недавно, развилась в естественную историю горных пород.

В предлагаемой книжке затрагивается только один из циклов вопросов, рассматриваемых в петрографии изверженных пород. Это вопросы, касающиеся вещественного состава изверженных пород и тех физикохимических законов, которые управляют превращениями, приводящими к образованию горной породы из огненно жидкой магмы. В учении об изверженных породах эти вопросы являются основными, и в настоящее время они привлекают наибольшее внимание. Им посвящены первая и вторая часть предлагаемой книжки.

В последней части затронуты некоторые более важные из общих проблем петрогенезиса в том освещении, какое теперь дает физикохимическая петрография.

Здесь от эксперимента мы переходим в область гипотез, которыми приходится объяснять соотношения, наблюдаемые в природе. Многое в этой области остается далеко не бесспорным, и по необходимости изложение становится до известной степени субъективным в зависимости от взглядов автора. С этим нужно считаться читателю, не забывая, что этот субъективизм вызван все таки более всего молодостью нашей науки.

## ЧАСТЬ I.

### Химический состав изверженных горных пород и способы сравнения химических составов.

#### Общие замечания о химическом составе изверженных пород.

Одним из самых существенных признаков изверженной горной породы является ее химический состав. Изверженные породы образовались путем кристаллизации более или менее однородной жидкости — магмы, и, как мы знаем, при различных условиях кристаллизации магмы одинакового или почти одинакового состава иногда получаются породы, существенно различающиеся по своему составу минералогическому (гетероморфные породы *Laugöix*). Поэтому следует изучать и сравнивать не только минералогический состав изверженных пород, качественный и количественный, но и валовые химические составы их, которые с большим или меньшим приближением выражают химический состав магм, из которых эти породы произошли. Приходится говорить «с большим или меньшим приближением», потому что, 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 магмы. Необходимо также заметить, что химический состав пород может быть значительно изменен при вторичных процессах выветривания, и потому свежесть породы является необходимым условием правильности заключений, делаемых из рассмотрения ее химического состава.

Существенными составными частями горных пород являются только немногие элементы. Рассматривая средний состав изверженных горных пород, мы найдем только девять элементов, составляющих каждый более 1% во всей массе изверженных пород. Эти элементы — O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, H. Обыкновенно химический состав горной породы и представляется в виде % содержания окислов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , FeO, MgO, CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , и  $\text{H}_2\text{O}$ . Сумма их составляет более 98% массы всех изверженных пород. Если присоединить к ним менее распространенные элементы Ti, S, P и Mn, сумма окислов которых достигает около 1%, то на долю

всех остальных, как видим, приходится менее 0,5% всей массы горных пород. Хлор и сера из этих более редких элементов наиболее распространены, и сумма их составит еще около 0,2%. Все же остальные встречаются в количестве в среднем не превышающем 0,1%. По распространенности в земной коре их можно, следуя Вернадскому, разбить на такие группы (декады), согласно с последними данными Уошингтона (1924 г.):

Колич. в ‰		
IV. 0,01	—0,1	. . Ba, Cr, F, Zr, Ni, Sr, V.
V. 0,001	—0,01	. . Ce, Y, Cu, U, W, Li, Zn, Nb, Ta, Hf, Th, Pb, Co, B, Be.
VI. 0,0001	—0,001	. . Mo, Rb, As, Sn, Br.
VII. $10^{-5}$	— $10^{-4}$	. . Cs, Sc, Sb, Cd, Hg, J.
VIII. $10^{-6}$	— $10^{-5}$	. . Bi, Ag, Se.
IX. $10^{-7}$	— $10^{-6}$	. . Pt, Au, Te.
X. менее	$10^{-7}$	. . Ir, Os, In, Ga, Tl, Rh, Pd, Ru, Ge, Ra.

Распространенность того или другого из элементов и их распределение в земной коре очевидно связаны с их химическими свойствами. Действительно, рассматривая положение различных элементов в периодической системе Менделеева (стр. 10), мы заметим определенные законности, выражающие эту связь. Мы отметим здесь лишь некоторые из них <sup>1)</sup>. Если оставить в стороне группу благородных газов и особо стоящий в таблице водород, то мы видим прежде всего, что наиболее распространенные элементы, принадлежащие первым четырем декадам (т. е. встречающиеся в количестве, не меньшем 0,01%), все почти, за исключением Zr, Ba и Sr, включены в четырех первых рядах таблицы. Обратно, за исключением Sc и Be, все более редкие элементы принадлежат к рядам 5 и ниже. Таким образом можно провести определенную горизонтальную границу между рядами 4 и 5 таблицы. Кверху от нее среди обычных, распространенных элементов мы видим опять определенную зависимость между положением элемента в системе и его ролью в геохимии.

Мы видим рядом стоящие элементы атмосферы N и O, которые окружаются в правой части таблицы группой таких элементов, как Cl, F, S, P, C и В. Члены этой группы связаны общностью тех геохимических процессов, в которых они являются существенными агентами. Это, так называемые, минерализаторы, с которыми мы встречаемся, исследуя летучие выделения из лав и результаты воздействия таких выделений из застывших на глубине магм на боковые породы. Вместе с водородом они прежде всего и представляют те составные части магмы, которые отличают ее от изверженной

<sup>1)</sup> Более подробно см. акад. А. Е. Ферсман — Химические элементы земли и космоса. Научн. Хим.-Техн. Изд. 1923 г.

Ряды	Гр. 0	Гр. 1	Гр. 2	Гр. 3	Гр. 4	Гр. 5	Гр. 6	Гр. 7	Гр. 8				
1 . . . . .		1 H 1											
2 . . . . .	2 He 4	3 Li 6,9	4 Be 9	5 B 10,8	6 C 12	7 N 14	8 O 16	9 F 19					
3 . . . . .	10 Ne 20,2	11 Na 23	12 Mg 24,3	13 Al 27	14 Si 28,1	15 P 31	16 S 32	17 Cl 35,5					
4 . . . . .	18 Ar 19,9	19 K 39,1	20 Ca 40,1	21 Sc 45,1	22 Ti 48,1	23 V 51	24 Cr 52	25 Mn 55	26 Fe 55,8	27 Co 59	28 Ni 58,7		
5 . . . . .		29 Cu 63,6	30 Zn 65,4	31 Ga 69,7	32 Ge 72,6	33 As 75	34 Se 79,2	35 Br 79,9					
6 . . . . .	36 Kr 82,9	37 Rb 85,5	38 Sr 87,6	39 Y 88,7	40 Zr 90,6	41 Nb 93,5	42 Mo 95	43 ?	44 Ru 101,7	45 Rh 102,9	46 Pd 106,7		
7 . . . . .		47 Ag 107,9	48 Cd 112,4	49 п 114,8	50 Sn 118,7	51 Sb 121,8	52 Te 127,2	53 J 126,9					
8 . . . . .	54 X 130,2	55 Cs 132,8	56 Ba 137,4	57 La 138,9	58 Ce 140,2	59 Pr 140,9	60 Nd 144,3	61 ?	62 Sm 150,4	63 Eu 152	64 Gd 157,3	65 Tb 159,2	
9 . . . . .	66 Dy 162,5	67 Ho 163,5	68 Er 167,7	69 Tl 169,4	70 Yb 173,5	71 Cp 175	72 Hf 178,6	73 Ta 181,5	74 W 184	75 ?	76 Os 190,9	77 Ir 193,1	78 Pt 195,2
10 . . . . .		79 Au 197,2	80 Hg 200,6	81 Tl 204,4	82 Pb 207,2	83 Bi 209	84 Po (210)	85 ?					
11 . . . . .	86 Em 222	87 ?	88 Ra 226	89 Ac (226)	90 Th 232,1	91 Pa (2-0)	92 U 238,2						

породы, из этой магмы образовавшейся. Тот порядок, в каком перечислены эти элементы (соответствующий их порядку, идя справа налево в таблице), отвечает грубо последовательности, с которою происходит выделение этих элементов в фумаролах.

В левой верхней части таблицы мы видим группу рядом стоящих элементов Si, Al, Mg, Ca, Na, K (и более редких Li и Be). Если к ним прибавить железо, то мы и получим все элементы II декады Вернадского, окислы которых, вместе взятые, образуют 98% всей массы изверженных горных пород, при чем окислы двух правых из этих элементов  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$  составляют  $\frac{3}{4}$  всей массы изверженных пород.

Наконец, мы видим ряд элементов (4 ряд таблицы), начиная с IV группы Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, которые образуют также естественную группу элементов, особенно охотно концентрирующихся в наиболее тяжелых основных магмах и в соответствующих им изверженных горных породах.

Обращаясь к элементам редким, принадлежащим к рядам 5 — 12 таблицы, мы здесь также можем отметить некоторые законности. В левой части таблицы мы замечаем определенное различие в нахождении элементов четных и нечетных рядов. Элементы первых, хотя находятся в состоянии большого рассеяния, являются полными аналогами более распространенных элементов четных рядов той же группы; особенно это ясно для группы I и II таблицы. Так, Rb и Cs подобны K, Ba и Sr подобны Ca. Они входят и в состав алюмосиликатов пирогенного происхождения.

Элементы четных рядов группы третьей, четвертой и пятой, так называемые, редкоземельные элементы, образуют также естественную группу таких веществ, нахождение которых в природе связано с теми дериватами первичной магмы, которые кристаллизовались последними и были обогащены минерализаторами, именно, с богатыми кремнекислотой и особенно щелочами пегматитами. Лишь в VI группе мы встречаемся в четном ряду с несколько отличными по химическим свойствам, но все же близкими по условиям образования элементами (в связи с выделениями из богатых кремнекислотой магм Mo, W, V), соединения которых иногда также встречаем в пегматитовых жилах.

Совершенно иной характер нахождения имеют элементы нечетных рядов 5, 7 и т. д. За исключением крайних правых групп, где мы встречаем аналоги минерализаторов группы фосфора — As, серы — Se и хлора — Br и J, все другие элементы нечетных рядов являются элементами «рудными». Они представляют тяжелые металлы, которые мы встречаем в условиях, свидетельствующих о более или менее далеком выносе их из магмы в виде газообразных или водных растворов. Месторождения их связаны генетически также преимущественно с кислыми изверженными породами, богатыми  $\text{SiO}_2$ , но они не образуют соединений, которые можно было бы рассматривать, как пирогенные минералы. Вообще все элементы нечетных рядов, начиная с 5-го и далее, уже не приходится рассматривать, как составные части изверженных пород.

Наконец, в правом нижнем углу таблицы находим характерную группу металлов, группу платины, металлов чрезвычайно редких и появляющихся совместно в совершенно исключительных условиях выделения в самородном виде среди наиболее основных силикатовых изверженных горных пород.

Мы видим таким образом, как распределение различных элементов в земной коре, их естественная парагенетическая группировка и их относительная распространенность связаны закономерно с положением этих элементов в периодической системе Менделеева. Указанные выше закономерности станут еще более наглядными, если мы расположим элементы по большим периодам Менделеевской системы, охватывающим по два малых периода, состоящих из семи групп. Такая таблица элементов, расположенных по большим периодам, изображена на фиг. 1.

H <sup>1</sup>																	
He <sup>2</sup>	Li <sup>3</sup>	Be <sup>4</sup>	B <sup>5</sup>	C <sup>6</sup>	N <sup>7</sup>	O <sup>8</sup>	F <sup>9</sup>										
Ne <sup>10</sup>	Na <sup>11</sup>	Mg <sup>12</sup>	Al <sup>13</sup>	Si <sup>14</sup>	P <sup>15</sup>	S <sup>16</sup>	Cl <sup>17</sup>										
Ar <sup>18</sup>	K <sup>19</sup>	Ca <sup>20</sup>	Sc <sup>21</sup>	Ti <sup>22</sup>	V <sup>23</sup>	Cr <sup>24</sup>	Mn <sup>25</sup>	Fe <sup>26</sup>	Co <sup>27</sup>	Ni <sup>28</sup>	Cu <sup>29</sup>	Zn <sup>30</sup>	Ga <sup>31</sup>	Ge <sup>32</sup>	As <sup>33</sup>	Se <sup>34</sup>	Br <sup>35</sup>
Kr <sup>36</sup>	Rb <sup>37</sup>	Sr <sup>38</sup>	V <sup>39</sup>	Zr <sup>40</sup>	Nb <sup>41</sup>	Mo <sup>42</sup>	-	Ru <sup>44</sup>	Rh <sup>45</sup>	Pd <sup>46</sup>	Ag <sup>47</sup>	Cd <sup>48</sup>	In <sup>49</sup>	Sn <sup>50</sup>	Sb <sup>51</sup>	Te <sup>52</sup>	I <sup>53</sup>
Xe <sup>54</sup>	Cs <sup>55</sup>	Ba <sup>56</sup>	Th <sup>57-71</sup>	Hf <sup>72</sup>	Ta <sup>73</sup>	W <sup>74</sup>	-	Os <sup>76</sup>	Ir <sup>77</sup>	Pt <sup>78</sup>	Au <sup>79</sup>	Hg <sup>80</sup>	Tl <sup>81</sup>	Pb <sup>82</sup>	Bi <sup>83</sup>	-	-
Rn <sup>86</sup>	-	Ra <sup>88</sup>	-	Th <sup>90</sup>	-	U <sup>92</sup>	-										

Фиг. 1.

При этом расположении отчетливо выделяются естественные парагенетические группы элементов земной коры. На таблице они разграничены линиями. Узким столбцом слева стоят благородные газы и водород. Сверху таблицу окаймляют элементы, известные в геологии под общим именем минерализаторов. Эта группа примыкает к литию и бериллию, типичным элементам пнеуматолиза, которые уже принадлежат к следующей главной группе элементов, образующих существенные составные части земной коры: Na, K, Mg, Ca, Al и Si. Такое же крайнее положение, примыкающее к минерализаторам, как это мы видели в верхнем левом углу в литии и бериллии, мы находим в правом нижнем углу данной группы в том месте, которое занимает титан, еще более близкий к элементам основных пород, каковы хром, железо и др. Среди рассматриваемой группы наиболее распространенных элементов в таблице мы не видим лишь железа, главного из элементов, входящих в состав нашей планеты, по химической роли в земной коре. Место железа здесь между магнием и алюминием. Но этот элемент, совершенно исключительный по своей распространенности во внутренних частях нашей

планеты, обладает приблизительно вдвое большим атомным весом, и мы находим его в другом месте рядом с Co и Ni, в середине первого из больших периодов, в месте довольно исключительном, именно, на границе между элементами составных частей земной коры — горных пород и тяжелыми элементами рудных месторождений. Соответственно с этим, как мы знаем, те части земной коры, в которых концентрация железа достигает значительной степени, и которые являются железными рудами, тем не менее по способу своего образования и по геологической роли не в меньшей степени являются объектами изучения петрографии, чем другие горные породы. Таковы лапландские фосфористые руды Клуруны или магматические выделения титано-содержащих магнитных железняков.

Как сказано, резко отличными по своей распространенности в земной коре и по способу их нахождения являются элементы второй половины больших периодов, группирующиеся в правой части таблицы. Все это типичные элементы рудных месторождений. С ними в учении о горных породах нам почти не придется встречаться.

Естественную парагенетическую группу образуют и все элементы нижней половины левой части таблицы, где мы находим «редкие земли», типичные для пегматитовых жил.

В представленной на стр. 12 таблице, элементы расположены по возрастающему атомному весу. Цифры, стоящие при их обозначениях, выражают порядковый номер в таблице. Мы теперь знаем, что этот порядковый номер или «атомное число» связано с внутренним строением атомов элементов. Оно выражает не что иное, как число положительно заряженных единиц, образующих внутреннее ядро атома, вокруг которого в таком же числе вращаются, сохраняя между собою угловые расстояния, отрицательно заряженные электроны. Таким образом видно, что в тесной связи находятся, с одной стороны, особенности концентрации в атомах разных химических элементов электрических частиц, их слагающих, и, с другой, — относительное значение и главные особенности условий нахождения этих химических элементов в земной коре.

Частью, несомненно, это объясняется тем сходством химических свойств, которое обнаруживают элементы, входящие в одну и ту же парагенетическую группу, частью же, быть может, распределение химических элементов в нашей планете определилось при самом генезисе атомов этих элементов в отдаленное время, задолго до начала геологической истории нашей планеты. Образование различных атомов с различным числом положительных зарядов в центре и отрицательных электронов в кольцах в различных частях того космического тела, которое затем превратилось в землю, быть может, отражается на строении нашей планеты. Во всяком случае, как мы уже видели, нельзя не заметить закономерности в соотношении между сложностью строения атомов элементов и парагенезисом этих элементов в земной коре.

Особенно важное значение, разумеется, имеет в петрогенезисе особенность строения внешних электронных колец атомов, с которым, как мы знаем, связаны химические свойства элементов, и прежде всего их валентность и способность образовывать те или другие соединения.

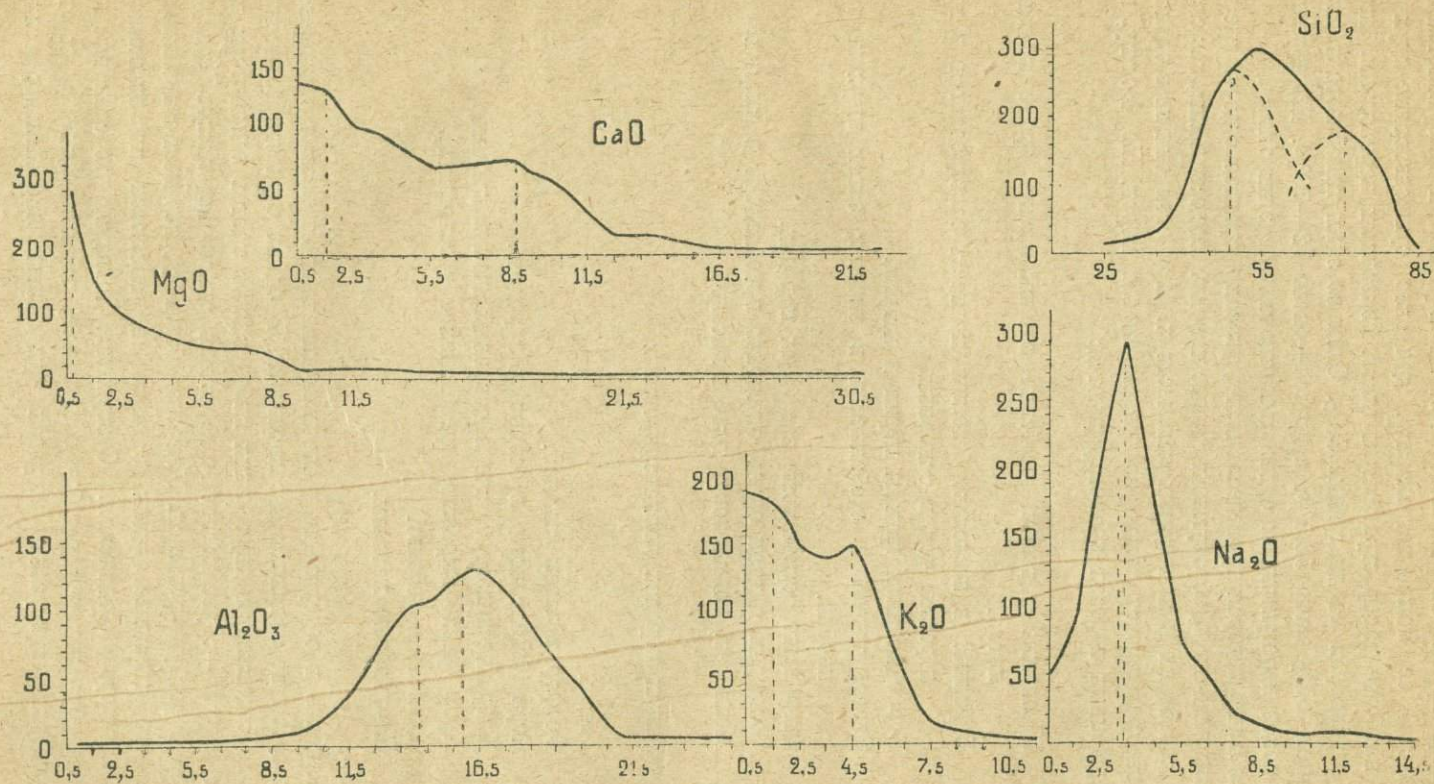
В дальнейшем мы обратимся к рассмотрению главнейших особенностей этих соединений различных элементов; сейчас же предварительно остановимся на цифрах, характеризующих средний состав всей массы изверженных пород.

Средний состав изверженных пород вычислялся (как среднее из анализов) Клерком (для пород Соединенных Штатов и вообще), Харкером (для пород Англии), Уошингтоном, Фоггом. В недавнее время был повторен этот подсчет Нопфом и затем Кларком и Уошингтоном<sup>1)</sup>. Все эти подсчеты более или менее близко сходятся между собой, и, на основании их, средний состав изверженных пород, ограничиваясь наиболее распространенными окислами, может быть представлен в таком виде:

SiO <sub>2</sub>	59.12	Оценивая грубо, видим, что содержание
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.34	SiO <sub>2</sub> равно 6/10 или ок. 2/3.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.08	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> немного > 1/7
FeO	3.80	FeO и Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> вместе 1/12
MgO	3.49	Извести ок. 1/20
CaO	5.08	Натра 1/25
Na <sub>2</sub> O	3.84	Магнезии 1/30
K <sub>2</sub> O	3.13	Кали 1/33
H <sub>2</sub> O	1.15	Воды и TiO <sub>2</sub> кажд. около 1/100
TiO <sub>2</sub>	1.05	Фосфорн. кисл. 1/300
CO <sub>2</sub>	0.10	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	
остальн.	около 0.50	

Не следует думать, что средний состав пород является составом наиболее распространенных типов, и что отклонения от него в ту или другую сторону одинаково вероятны. Это станет ясно, если мы рассмотрим распространенность пород, различающихся по содержанию какого либо, хотя бы наиболее важного окисла SiO<sub>2</sub>, количество которого в разных породах колеблется от 35 до 80 процентов (если исключить некоторые крайние и очень редкие типы пород). На диаграммах фиг. 2 на оси абсцисс отложено % содержание кремнекислоты, а также и других окислов, а ординаты представляют относительную распространенность различных пород. Совершенно ясно на большинстве диаграмм, что кривая не представляет кривой случайных отклонений, кривой вероятности

<sup>1)</sup> F. W. Clarke and H. S. Washington — The Composition of the Earth's Crust. U. S. S. Prof. Pap. 127. 1924.



Фиг. 2.

с одним максимумом. Скорее всего (и это, как увидим, подтверждается в действительности) ее можно истолковать, допустив существование двух обособленных наиболее распространенных типов, связанных переходами, как это показано пунктиром на диаграмме  $\text{SiO}_2$ . Один из этих типов характеризуется содержанием  $\text{SiO}_2$  около 52,5%, а другой—около 72—78%. На других диаграммах показаны пунктиром ординаты, отвечающие этим типам.

В таблице, которая приведена выше, указано среднее содержание только главных элементов, образующих горные породы. Все остальные, как сказано, входят в состав их в ничтожных количествах. При этом они не в одинаковой степени распределяются между различными типами пород. По Фогту, в кислых изверженных породах концентрируются:

Щелочные металлы, особенно это выражено, кроме калия, для лития.

Бериллий в несколько большем количестве встречается в кислых породах, чем в основных.

Бор и металлы группы церия и иттрия.

Олово, торий, в особенности в кислых; затем циркон, тантал, ниобий.

Фтор всего богаче тоже в кислых породах.

Вольфрам и уран очень отчетливо преобладают в кислых.

Молибден, повидимому, тоже в кислых.

В основных породах концентрированы:

Титан.

Фосфор и затем ванадий.

Сера (богаче всего в основных породах).

Хлор (несколько богаче в основных, чем в кислых).

Хром (резко выражено преобладание в основных).

Никкель и кобальт.

Платиновые металлы.

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 других—с увеличением содержания одного из окислов содержание другого, наоборот, уменьшается. Уже это обстоятельство дает основание предполагать, что отдельные окислы в магме не являются независимыми, но образуют некоторые соединения. Совершенно понятно, что если два каких-либо окисла образуют между собою соединение, то изменение в их относительном содержании в разных породах будет идти параллельно; если, на-

оборот, 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 соединения и такие, в которые входит В, и такие, куда последний окисел не входит, то соотношения могут быть более сложными. Многие из закономерностей в изменении содержания различных окислов в горных породах, отмечавшиеся разными авторами, являются лишь следствиями указанного свойства пород, как смесей определенных соединений окислов, и никаких других «законов» не выражают.

Для того, чтобы понять зависимость в изменениях содержания различных окислов в составе разных пород, необходимо обратиться к рассмотрению тех соединений, которые эти окислы образуют, т. е. к рассмотрению некоторых особенностей состава породообразующих минералов.

Рассмотрение главных особенностей их состава дает также некоторые основания для суждения и о тех химических соединениях, которые образуют окислы в магме. Мы не имеем, конечно, оснований утверждать, что соединения, входящие в состав магмы, представлены только теми, которые мы имеем в виде породообразующих минералов. Диссоциация их в расплаве, гидролиз и химические реакции могут вызвать образование новых химических соединений. Природа магмы до сих пор еще недостаточно выяснена, но во всяком случае наиболее близким к действительности представлением о составе магмы является рассматривающее ее, как взаимный расплав-раствор силикатов, которые выделяются при застывании в виде породообразующих минералов.

Прежде чем обратиться к систематическому перечислению таких химических соединений разных окислов, следует сделать некоторые общие замечания. Все главнейшие соединения, встречающиеся в виде породообразующих минералов, распадаются, как известно, на следующие основные группы: А) так называемые, свободные окислы, представленные свободной кремнекислотой и в незначительном количестве минералами группы шпинелей, из которых главнейшим является магнетит; В) простые силикаты как мета-, так и орто-кремневой кислоты. Это соединения, главным образом, магнезии и железа, представленные феррическими минералами породы, и С) алюмосиликаты, которые представлены минералами силикатными: полевыми шпатами и фельдшпатами. В свою очередь, среди алюмосиликатов, с точки зрения петрогенезиса, приходится отделять группу щелочных алюмосиликатов (главным образом, щелочные полевые шпаты, а также фельдшпаты) от известкового алюмосиликата (анортита). Относительное значение всех этих соединений в различных магмах различно; значение их во всей массе разнообразных пород может быть подсчитано, исходя из среднего валового состава всех изверженных пород, приведенного выше.

Расчет показывает, что различные химические соединения, указанные выше, входят в таком количестве:



214

По Вашингтону (в %).		По Клерку (в %).	
Алюмосиликаты	{ Шелочные <sup>1)</sup> 50,8 Известковые 15,3	63—65	Полев. шпаты (47 ан- дзина 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 проч. соединения . . .	2,4	ок. 1	Апатит

**Элементы первых четырех групп периодической системы, образующие главные составные части изверженных пород.**

*IV группа периодической системы*

*(четырёхвалентные элементы).*

Из приведенных выше цифр мы видим, что из окислов IV группы элементов кремнекислота  $\text{SiO}_2$  образует как в свободном виде, так и в виде соединений, составные части пород, в сумме для совокупности всех пород составляющие более 90% общей их массы.

В свободном виде кремнезем встречается в изверженных породах или в виде  $\beta$ -кварца, или в виде тридимита в зависимости от условий образования пород. Тридимит, как известно, является устойчивым при температурах более высоких, чем  $870^\circ$ ,  $\beta$ -кварц, при более низких, но более высоких, чем  $575^\circ$ , ниже которой  $\text{SiO}_2$  выделяется в виде  $\alpha$ -кварца <sup>2)</sup>. При температуре выше  $1470^\circ$  более устойчивой формой  $\text{SiO}_2$  является кристобалит.

Выделение свободной кремнекислоты может происходить из магмы только в том случае, если содержание  $\text{SiO}_2$  настолько высоко, что щелочей и менее активных оснований недостаточно для образования соединений со всем количеством  $\text{SiO}_2$ . В таких случаях кварц может выделяться даже в породах, содержащих всего 46%  $\text{SiO}_2$  и даже меньше (в некоторых магматических сульфидных рудах).

<sup>1)</sup> 18,3 ортоклаза и 32,5 альбита.

<sup>2)</sup> Как известно из минералогии,  $\alpha$ -кварц принадлежит к гексагонально-трапецоэдрическому классу симметрии, и кристаллы его имеют развитую призму;  $\beta$ -кварц относится к тригонально-трапецоэдрическому, и кристаллы его характеризуются бипирамидальной формой.

Воёке (Grundlagen der physik. chemischen Petrographie) применяет обозначение  $\alpha$ -кварца и  $\beta$ -кварца обратно общепринятому, именно, называл  $\alpha$ -кварцем форму, устойчивую выше  $575^\circ$  и наоборот.

Существенное значение при образовании кварца в изверженных породах играет гидролиз, как это мы увидим в дальнейшем.

Обращаясь к тем соединениям, в виде которых входит  $\text{SiO}_2$  в состав пород, нетрудно заметить следующие особенности, обусловленные химическими свойствами других элементов, входящих в эти соединения. Мы видим прежде всего, что простые силикаты в изверженных породах представляют, главным образом, соединения кремнекислоты с основаниями, имеющими менее резко выраженный щелочный характер, именно,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ . Эти щелочно-земельные основания дают как ортосиликаты (оливин), так и метасиликаты (ромбические пироксены). Но уже с известью, являющейся более сильно выраженным щелочным основанием, кремнекислота в изверженных породах образует соединения или в форме соли метакислоты, или в виде алюмосиликата. При этом простая  $\text{Ca}$  соль метакислоты в свободном виде не встречается, а входит вместе с метасолью  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  в состав двойных солей (диопсид, геденбергит и другие моноклинные пироксены и роговые обманки). В форме алюмосиликата известь соединена с кремнекислотой в анортите. С основаниями, обладающими еще резче выраженными щелочными свойствами, именно, со щелочами  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , кремнекислота уже не образует в изверженных породах простых солей, а находится в соединении с ними и глиноземом в алюмосиликатах. Вместе с  $\text{K}_2\text{O}$  кремнекислота входит, главным образом, в состав ортоклаза  $\text{K}_2\text{OAl}_2\text{O}_3\cdot 6\text{SiO}_2$  и лейцита  $\text{K}_2\text{OAl}_2\text{O}_3\cdot 4\text{SiO}_2$ ; вместе с  $\text{Na}_2\text{O}$ —в состав альбита  $\text{Na}_2\text{OAl}_2\text{O}_3\cdot 6\text{SiO}_2$  и нефелина  $\text{Na}_2\text{OAl}_2\text{O}_3\cdot 2\text{SiO}_2$ . Соединение  $\text{Na}_2\text{O}$ , отвечающее формуле лейцита, представляет жадеит,  $\text{Na}_2\text{OAl}_2\text{O}_3\cdot 4\text{SiO}_2$ , но он редок и отличается, как известно, своей кристаллической структурой. Более важное значение имеет аналог жадеита феррисиликат эгирина  $\text{Na}_2\text{OFe}_2\text{O}_3\cdot 4\text{SiO}_2$ . Анальцит  $2\text{H}_2\text{ONa}_2\text{OAl}_2\text{O}_3\cdot 4\text{SiO}_2$  представляет кислую соль и в некоторых отношениях является в породах аналогом лейцита.

Слюды — продукт присоединения ортосиликатовой молекулы  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}$  к кислой соли калия—мусковиту  $(\text{H}, \text{K})_2\text{OAl}_2\text{O}_3\cdot 2\text{SiO}_2$ .

Кроме простых силикатов, алюмосиликатов и феррисиликатов, кремнекислота входит в состав целого ряда титаносиликатов, характерных для щелочных пород, а также цирконосиликатов.

В той же IV группе периодической системы элементов, вместе с  $\text{Si}$  мы находим  $\text{Ti}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{Ce}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Ge}$ . Последние три элемента не встречаются в сколько-нибудь заметных количествах в изверженных породах. Относительные количества первых трех могут быть выражены таким образом:

$$\text{Si} : \text{Ti} = 65; \quad \text{Ti} : \text{Zr} = 25; \quad \text{Zr} : \text{Th} = \text{ок. } 300; \quad \text{Zr} : \text{Ce} = \text{ок. } 30.$$

Наиболее распространенным является титан. Он входит в состав некоторых силикатов (пироксены, слюды, амфиболы), как небольшая обычная

примесь. В некоторых щелочных породах мы находим относящийся к группе амфиболов титаносиликат энigmatит (в содалитовых и нефелиновых сиенитах Кольского полуострова и Гренландии), содержащий более 7%  $TiO_2$ , и косирит (в пантеллеритах). Также в щелочных породах (пегматиты нефелиновых сиенитов) находятся и относящиеся к группе пироксенов титаноцирконосиликаты: розенбушит ( $7.5\% ZrO_2$ ), левенит, велерит, хиордалит, и своеобразные лампрофиллит и астрофиллит.

Наиболее обычной формой нахождения титана в изверженных породах является титаносиликат кальция—титанит  $CaTiSiO_5$  и ферротитанат—ильменит  $FeTiO_3$ . В бедных кремнекислотой и богатых щелочами породах (меллитовые, лейцитовые и нефелиновые базальты) встречается также титанат кальция—перовскит  $CaTiO_3$ . В некоторых кислых магмах  $TiO_2$  может выделяться в свободном виде в форме рутила (в крагерите).

Цирконий, главным образом, находится в горных породах в виде циркона  $ZrSiO_4$ , весьма распространенного в небольшом количестве в кислых породах, а в особенности в щелочных нефелиновых сиенитах <sup>1)</sup>.

Кроме того циркон встречается в изверженных породах (также в нефелиновых сиенитах) в цирконосиликатах: катапелите ( $28,8\% ZrO_2$ ), эвдиалите (12—17), розенбушите (19), левените (28,9) велерите, (16,1) и некоторых других.

Торий тесно связан с цирконом по химическому характеру и способу нахождения, встречаясь в пегматитах в связи со щелочными породами. Его мы находим в торите, пирохлоре, монаците, уранините и др.

Говоря об элементах IV группы, приходится упомянуть и об углероде. В некоторых нефелиновых сиенитах (в миаските и нефелиновых сиенитах окр. Онтарио) встречен кальцит, несомненно выделившийся из магмы.

### Группа III.

Главнейшим из окислов элементов этой группы является глинозем  $Al_2O_3$ , составляющий около  $15\frac{1}{2}\%$  всей массы изверженных пород. Он очень редко встречается в изверженных породах в свободном состоянии в виде корунда, сравнительно редко находится и в виде алюмината в шпинелях, а почти исключительно входит в состав алюмосиликатов. Как мы видели, алюмосиликаты образуют почти  $\frac{2}{3}$  общей массы изверженных пород.

Свободный глинозем, кристаллизующийся в виде корунда, выделяется из магмы при недостатке кремнекислоты. В случае достаточного количества последней из силикатовых сплавов выделяется вместо корунда силикат глинозема.

<sup>1)</sup> В Ильменских горах на Урале известны шпильры цирконового сиенита, где циркон является существенною составною частью.

Корунд встречается, с одной стороны, в породах, состоящих из полевого шпата: кыштымите, где полевым шпат близок к анортиту (корунда в кыштымите до 60%)<sup>1)</sup>, корундовом сиените и корундовом сиенит-пегматите (корунда до 20 — 30%, но обычно всего около 3%), состоящем, кроме корунда, из щелочного полевого шпата, и в илюмазите, состоящем из корунда и олигоклаза. Тесно связано с такими типами месторождения корунда и нахождение его в нефелиновых сиенитах. С другой стороны, корунд выделяется в некоторых бесполовошпатовых породах, перидотитах. В полевошпатовых породах корунд играет роль цветного минерала, местами вытесняясь слюдой.

Главным образом, глинозем входит, как сказано, в состав алюмосиликатов. Относительно строения алюмосиликатов были предложены различные теории<sup>2)</sup>.

В настоящее время все-таки кажутся наиболее вероятными рассматривающие алюмосиликаты, как соединения, в структуре которых глинозем занимает промежуточное положение, будучи связан, с одной стороны, с кремниевой кислотой, а с другой — со щелочным или щелочноземельным (чаще с известью) окислом. Такой взгляд на строение алюмосиликатов мы находим наиболее последовательно развитым в теории Вернадского. По своему положению в периодической системе Менделеева и, следовательно, по химическим свойствам алюминий является то основным элементом, то кислотным. Окись его, глинозем, как кислотный окисел, входит в состав алюминатов; как основание — в состав алюминиевых солей сильных кислот. В алюмосиликатах эта особенность глинозема, этот двойственный характер его как бы проявляется одновременно. Характер связи его со щелочными и щелочноземельными окислами тот же, что и в алюминатах, связь с кремниевой кислотой того же порядка, как и в силикатах более активных оснований.

Можно с этой точки зрения говорить об этих силикатах или 1) как о солях комплексной алюмокислоты, или 2) как о силикатах комплексных оснований типа алюминатов, в состав которых входит алюминий и щелочной или щелочноземельный металл.

При обычных условиях существования в верхних частях земной коры в алюмосиликатах ясно проявляются те свойства, которые вытекают из непосредственной и прочной связи глинозема с кремнеземом. При расщеплении алюмосиликатов действием атмосферных агентов, отделяются щелочные и щелочноземельные окислы от комплексных алюмокремневых кислотных радикалов. Такие реакции представляют одно из существенных оснований теории Вернадского. В петрографии изверженных пород, где процессы совершаются при высоких температурах, не менее важны другие свойства алюмосиликатов.

<sup>1)</sup> Нужно, однако, заметить, что магматическое происхождение кыштымита не может считаться доказанным.

<sup>2)</sup> См. обзор их в Doelter's-Handbuch d. Mineralchemie.

Нужно иметь в виду, что то более резко выраженные основные, то, наоборот, кислотные свойства глинозема должны проявляться неодинаково при различных температурах. Такие изменения свойств мы знаем и для других элементов. Вода, например, при высоких температурах является сильной кислотой, вытесняя кремнекислоту из ее соединений. Для глинозема можно считать установленным возрастание его кислотных свойств с повышением температуры. Шпинели, представляющие алюминаты двухвалентных металлов, более устойчивы при высоких температурах. При плавлении алюмосиликата кальция, анортита, с ортосиликатом магния, форстеритом, образуется шпинель. Шпинель получается и при сплавлении магнезиальной слюды. При действии цинка на алюмосиликат стенок глиняных тиглей получается  $ZnOAl_2O_3$ .

В связи с возрастанием кислотных свойств глинозема вероятным представляется ослабление связи между  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  в молекулах алюмосиликатов и возможность их распада на алюминаты и  $SiO_2$ . В поверхностных частях земной коры, как только что сказано, при невысоких температурах связь  $Al_2O_3$  с  $SiO_2$  в алюмосиликатах весьма прочна, и при процессах выветривания под действием  $CO_2$  и  $H_2O$  от алюмосиликатов отщепляются щелочные и щелочноземельные основания, оставляя неразрушимое алюмосиликатное ядро. В магмах, особенно, повидимому, богатых минерализаторами, под влиянием гидролиза и действия минерализаторов возможно отщепление от алюмосиликатовых молекул  $SiO_2$ , ведущее к образованию шпинелей, и даже при распаде щелочных алюминатов к выделению свободного  $Al_2O_3$  в форме корунда.

Эти своеобразные свойства алюмосиликатов также находят себе объяснение в положении Al в периодической системе, промежуточном между Si и основными металлами первых двух групп и при том в средней части таблицы. Глинозем входит в соединения, группируясь с окислами элементов, расположенных то справа от него ( $SiO_2$ ), то слева ( $R_2O$  и  $RO$ ), при чем в этих комплексных окислах, сохраняющих то кислотный, то основной характер окисла, присоединяющегося к глинозему, активность их, как основания или кислоты, соответственно понижается. Соединения глинозема и «наименее щелочных» оснований  $MgO$  и  $FeO$  — шпинели имеют нейтральный характер. Они настолько мало активны, как основание, что мы не имеем среди природных минералов алюмосиликатов железа и магния, самостоятельно существующих. Они встречаются в виде твердых растворов, в др. более устойчивых соединениях.

Алюмосиликатами, распространенными в природе, являются такие, где глинозем связан со щелочами и наиболее щелочным из окислов второй группы — известью. Сравнивая между собою эти соединения, отметим еще одну их особенность. В состав их молекул входит различное число частиц  $SiO_2$ . Чем более резко выражены щелочные свойства у металла, входящего в комплексное основание вместе с глиноземом, тем устойчивее соединения с большими

величинами этого числа. Среди калиевых алюмосиликатов являются распространенными в изверженных породах трисиликат (ортоклаз  $K_2Al_2O_4 \cdot 3Si_2O_4$ ) и бисиликат лейцит ( $K_2Al_2O_4 \cdot 2Si_2O_4$ ). Для натриевых — трисиликат альбит ( $Na_2Al_2O_4 \cdot 3Si_2O_4$ ) и моносиликат нефелин ( $Na_2Al_2O_4 \cdot Si_2O_4$ ), для известковых — только моносиликат анортит ( $CaAl_2O_4 \cdot Si_2O_4$ ).

Аналогом глинозема является окись железа, количество которой примерно раз в 10 меньше количества глинозема. Это окисел с более слабо выраженными основными свойствами, чем глинозем, но все-таки мы встречаем феррисиликаты, подобные по химическому строению алюмосиликатам. В соединении с менее активным, чем калий, щелочным окислом, именно, с натром, окись железа входит в состав бисиликата эгирина ( $Na_2Fe_2O_4 \cdot 2Si_2O_4$ ), формула которого подобна формуле калиевого алюмосиликата лейцита. Однако, по кристаллической структуре, как известно, эгирин резко отличается от лейцита и близок к Ca, Mg бисиликату — диопсиду ( $Ca_2O_2Mg_2O_2 \cdot 2Si_2O_4$ ). Эгирин выделяется в породах, богатых щелочами, и при недостатке глинозема для образования алюмосиликата натрия. Феррисиликат калия входит, как составная часть, в биотит. Феррисиликат извести входит в состав граната, являющегося моносиликатом. Гранат редок в изверженных породах и мало устойчив в магматических условиях, при чем более свойственен щелочным и богатым CaO породам.

Более обычно нахождение в изверженных породах окиси железа  $Fe_2O_3$  в составе ферратов, представленных в минералах той же группы шпинелей. Самым распространенным из них является магнетит. В таких же условиях, как магнетит, выделяется и ильменит  $FeOTiO_2$  или  $(Fe, Ti)_2O_3$ . Гематит, являющийся аналогом корунду, гораздо более редок, чем магнетит, встречаясь иногда в кислых и богатых щелочами и глиноземом породах.

Аналогом алюминия является и хром, являющийся трехвалентным окислом. Хром по своим свойствам и геохимии во многом сходен с трехвалентным железом, но он дает в условиях образования изверженных пород только соединения типа шпинелей — хромит  $FeOCr_2O_3$  и пикотит  $MgOCr_2O_3$  (где часть Mg замещена  $Fe''$ , а Cr — Al или  $Fe'''$ ). Количество хрома раз в 300 менее количества железа.

Соединения металлов группы редкоземельных элементов Ce, La, Di, Y, Er часто встречаются совместно. Эти металлы входят в состав редких соединений, главным образом, ниобатов и танталатов, менее часто силикатов и фосфатов, встречающихся в пегматитах щелочных гранитов и сиенитов. Сравнительно широко распространенным, хотя и в состоянии большого рассеяния, является цериевый силикат эпидотовой группы — алланит (ортит)  $H_2O_2R_2O_2 \cdot 3R_2O_3 \cdot 3Si_2O_4$ , где двухвалентный металл Ca, Fe, а трехвалентные Al, Fe, Ce, Di, La, немного Y, Er. Из других соединений редкоземельных металлов упомянем: гадолинит — силикат, содержащий иттрий, а также бериллий; эвдиалит — цирконосиликат; фергусонит — метаниобат иттрия

с эрбием, церием, ураном; самарскит — ниоботанталат; эпинит — ниобат и титанат (торат); ксенотим и монацит — фосфаты. На этих примерах, видно, что редкие металлы III, IV и V групп периодической системы часто входят совместно в одних и тех же соединениях, встречающихся в одинаковых и вполне определенных геологических условиях: в пегматитах, преимущественно связанных с группой щелочных пород.

Наконец, трехвалентный бор входит в состав немногих минералов пирогенного происхождения, из которых сколько-нибудь значительным распространением пользуется лишь турмалин.

### Группа II.

Среди распространенных в земной коре и являющихся существенными составными частями изверженных горных пород двухвалентных окислов мы находим, с одной стороны, окисел  $MgO$ , принадлежащий к нечетному ряду (3) периодической системы, а с другой,  $CaO$ , относящийся к четному (4) ряду. С этим различием связано различие химических свойств, резко выраженное и в природных соединениях, минералах, входящих в состав изверженных пород.

Весьма близким по свойствам и по нахождению в природе к магнезию  $Mg$  является двухатомное железо  $Fe^{II}$ . Силикаты магнезия и закисного железа играют совершенно одинаковую петрохимическую роль. Эти окислы в высокой степени способны замещать друг друга в соединениях, образующихся в магме.

Как основания  $MgO$  и  $FeO$ , согласно положению  $Mg$  в периодической системе, являются значительно менее активными, чем известь; главным образом, они входят в состав простых силикатов как метасиликатов — ромбических пироксенов, так и ортосиликатов — оливина. Вместе с  $CaO$  окислы  $MgO$  и  $FeO$  образуют двойные соли метакремневой кислоты, представленные минералами группы диопсид-геденбергита.

Ромбические пироксены образуются при условии, если в магме достаточно кремнекислоты для насыщения всех прочих оснований как простых, так и комплексных алюмощелочных окислов. В изверженных породах мы не встречаем поэтому ромбических пироксенов совместно с нефелином или лейцитом. Отдавая часть  $SiO_2$  на образование из этих фельдшпатидов соответственно натриевого или калиевого полевого шпата, метасиликаты магнезии и железа переходят в ортосиликаты — оливин. Но двойная соль метакремневой кислоты, где основаниями являются магнезия и известь или закись железа и известь, — моноклинный пироксен (диопсид, авгит) встречается совместно с фельдшпатидами.

Ортосиликат магнезии и железа входит также, как продукт присоединения к кислым алюмосиликатам щелочей (слюдяному ядру), в состав железисто-магнезиальных темных слюд. Образование кислых солей мусковитового ядра

в магмах связано с действием магматической воды, быть может, по формуле  $KAlSiO_4 + H_2O = HAlSiO_4 + KOH$ . С действием воды, вероятно, и связано появление железистомагнезиальных слюд вместо оливина или метасиликатов.

Для образования ортосиликата Mg и Fe вместо метасиликата необходим, вообще говоря, недостаток  $SiO_2$  для полного насыщения  $(Mg, Fe)O$  в метасиликат. Обыкновенно оливин не встречается совместно с кварцем в изверженных породах. Однако, в некоторых случаях оливин образуется в породах, содержащих в своем составе избыток  $SiO_2$ , как, например, в дацитах горы Shasta в Калифорнии. Это также объясняют действием воды, связывающей часть кремнезема в форме гидратов  $(H_4SiO_4)$ , распадающихся впоследствии с выделением кварца (или тридимита) и воды. Нахождение оливина в литофизах кислых пород в таких же условиях, как и тридимит, говорит в пользу указанного способа образования оливина.

Относительное количество  $MgO$  и  $FeO$  в оливинах и ромбических пироксенах подвержено большим колебаниям. Как мы видели, в общем в изверженных горных породах  $MgO : FeO = 2 : 1$  (приблизительно). Но в некоторых основных щелочных горных породах, бедных  $MgO$ , оливин представлен чисто железистым членом этого ряда—фаялитом. В ромбических пироксенах содержание  $FeO$  может достигать до 30%.

Оливины, представляя твердые растворы магнезиальных и железистых ортосолей кремнекислоты, отличаются общим свойством, что они не содержат в растворе ни алюмосиликатов или глинозема, ни других примесей. В метасолях, ромбических пироксенах, мы имеем иногда небольшую примесь  $Al_2O_3$  и др. Наоборот, двойные метасиликаты  $CaO$  и  $(Mg, Fe)$  содержат часто в виде твердых растворов весьма разнообразные соединения. Наиболее характерны взаимные растворы  $Ca(Fe, Mg)Si_2O_6$  с феррисиликатом  $NaFe''Si_2O_6$  (эгирином). Мы имеем, повидимому, здесь непрерывный ряд диопсид—эгирин. Количество  $MgSiO_3$  (клиноэнстатит), растворенного в диопсиде, может достигать 60% (так наз., энстатитавгиты). Количество глинозема в пироксенах изверженных пород достигает до 9 и даже 20%. В какой форме содержится этот глинозем, в виде ли растворенного в диопсидовом ядре алюмосиликата или алюмината, или, наконец, свободного глинозема, — это не может считаться достаточно выясненным. Тоже самое, что сказано о глиноземе, можно сказать и о части  $Fe_2O_3$ , заключающейся в пироксене и не входящей в его состав в виде  $NaFeSi_2O_6$ . В состав некоторых авгитов входит, как известно, окись титана  $TiO_2$  в количестве до 3%. Титаносиликаты и цирконосиликаты, относящиеся к группе пироксена, уже упоминались раньше.

Еще в большей степени, чем пироксены, содержат примеси различных соединений в виде твердых растворов моноклинные амфиболы, являющиеся также метасиликатами и рассматриваемые обыкновенно, как обладающие более сложным молекулярным строением. Как известно, отношение  $MgO : CaO$

в амфиболах равно около 3 вместо 1, как это имеет место в пироксене. В амфиболах присутствует в некоторых случаях заметное количество  $H_2O$  и F. Подобно слюдам, образование роговых обманок в изверженных породах связано с присутствием в магме воды и других минерализаторов, понижающих температуру застывания магмы. Также, как в моноклинных пироксенах и роговых обманках (напр., в рибеките  $2NaFeSi_2O_6 \cdot FeSiO_3$ ) щелочи, главным образом,  $Na_2O$ , входят, вероятно, в виде феррисиликата  $NaFeSi_2O_6$  (соотв. эгирину) и алюмосиликата  $NaAlSi_2O_6$  глаукофана. Для некоторых щелочных амфиболов приходится допускать присутствие в растворе метасиликата  $Na_2SiO_3$  (в арфедсоните, коссирите, энигматите). Присутствие в составе амфиболов глинозема и окиси железа, не соединенных со щелочами, может объясняться так же, как и для пироксенов, существованием твердых растворов или алюмосиликатов, или, быть может, и свободных  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ .

Щелочные пироксены и амфиболы, содержащие в своем составе  $NaFeSi_2O_6$ , образуются в породах, богатых щелочами с относительно невысоким содержанием  $Al_2O_3$  и достаточным содержанием железа.

Вообще существуют определенные зависимости между составом пироксенов и амфиболов и валовым составом породы, в которой они находятся. Так, базальтические роговые обманки, богатые железом, выделяются из основных магм с высоким содержанием этого элемента. Однако, вследствие того, что в пироксены, а особенно в амфиболы, входят растворенными в их веществе примеси алюмосиликатов и глинозема, и количества этих примесей меняются не только с изменением состава магмы, но и в зависимости от условий образования породы из магмы, невозможно по данному химическому составу породы предвидеть химический состав цветного минерала пироксена или амфибола, входящего в состав этой породы.

Это обстоятельство, между прочим, служит главной причиной затруднений, встречаемых при расчете количественного минералогического состава породы, исходя из ее валового химического состава.

Кроме более распространенных орто-и метасиликатов,  $MgO$  и  $FeO$  в изверженных породах входят в состав алюминатов и ферратов—в шпинели (в том числе магнетит) и в состав более редких силикатов, каковы: турмалин, кордиерит, гранаты, эпидоты и др.

Резко отличается по химическим свойствам от  $Mg$  и  $Fe$  в изверженных породах Ca. Известь  $CaO$  в этих условиях вообще не дает с кремнекислотой простых силикатов. Лишь в форме двойной соли с метасиликатом  $MgO$  мы встречаем  $CaO$  в диопсиде. Подобно щелочам, известь образует алюмосиликат-анортит. Из среднего состава изверженных пород мы можем видеть, что в общем количество извести, входящее в состав алюмосиликата (chaux feldspatisable), относится к количеству ее, входящему в простые силикаты (chaux libre), как 11:4, или почти 3:1, т. е. около 70% всего количества  $CaO$  изверженных пород входит в состав анортитовых молекул. В отличие от распространенных

щелочных алюмосиликатов, представляющих трисиликаты и бисиликаты, анортит, подобно нефелину, является моносиликатом. Как известно, с альбитом он дает непрерывный ряд твердых растворов — плагиоклазов, являющихся главнейшими породообразующими минералами. В общей массе изверженных пород плагиоклазы составляют около 45—46%, из которых 17 приходится на долю анортита. Способность смешиваться с веществом калиевого полевого шпата у анортита ограничена.

Кроме анортита, известь входит, как уже упоминалось, в состав диопсида и амфиболов. Затем мы находим ее в более редких пирогенных минералах, мелилите  $(Ca, Mg)_4 Si_3 O_{10}$ , гранате  $R_3''R_2'''(SiO_4)_3$ , а также в распространенных второстепенных составных частях пород — апатите, титаните, далее, флюорите, перовските, эпидоте и в редких цирконо- и титано-силикатах и редкоземельных минералах, о которых уже говорилось раньше.

Из более редких двувалентных элементов четных рядов мы встречаем в изверженных породах Be, Ba и Sr. Бериллий, окись которого является наименее активным основанием щелочноземельной группы, встречается в небольших количествах в щелочных и кислых породах, входя в состав минералов несомненно пневматолитического происхождения (в пегматитовых жилах). Из них упомянем лишь наиболее распространенный хризоберилл  $BeAl_2O_4$ , берилл  $Be_3Al_2(SiO_3)_6$ , фенакит  $Be_2SiO_4$ , гельвин, гадолинит. По характеру соединений бериллий ближе к Mg, чем к Ca. Наоборот, Ba и Sr являются близкими аналогами Ca. Барий гораздо более распространен, чем Sr. Он образует алюмосиликат, принадлежащий группе полевых шпатов и довольно часто входящий, как изоморфная примесь, к калиевому полевоому шпату в щелочных породах. Барий и стронций далее входят в состав некоторых известковых цеолитов.

Об относительном количестве перечисленных редких двухатомных элементов дают представление такие цифры:

$$Ca : Ba : Sr = 400 : 1 : 1/3$$

$$Be : Mg = 1 : 500.$$

К числу двувалентных элементов, близких по своим свойствам к железу, но сравнительно очень редких, надо отнести Ni и Co, встречающиеся в изверженных породах (в оливине); иногда содержание NiO достигает 0,4%. К числу минералов магматического происхождения относятся также сульфиды Fe и N (пирротин, петландит). Сколько нибудь заметные концентрации никкеля находим в наиболее основных железисто-магнезиальных магмах. Относительное количество  $Fe : Ni = 500 : 1$ ;  $Ni : Co = (10 - 15) : 1$ .

Близок по своим реакциям к  $Fe''$  и двувалентный марганец, входящий, как небольшая примесь, главным образом, в метасиликатах, а также в более редких в изверженных породах минералах: спессартите, гельвине и некоторых

цирконосиликатах, колумбатах, фосфатах, находящихся в богатых щелочами породах. Отношение  $Fe : Mn = 60$ .

### Группа I, щелочных металлов.

Из щелочных металлов распространенными в изверженных горных породах являются Na и K. Относительные количества их почти равны:  $Na : K = 25 : 24$ . В химическом отношении Na отличается от K несколько менее резко выраженными щелочными свойствами, и в связи с этим мы, хотя и редко, находим в некоторых щелочных роговых обманках в форме твердого раствора в метасиликатах щелочноземельных металлов, вместе с феррисиликатами и алюмосиликатами щелочей, также небольшие количества метасиликата натрия  $Na_2SiO_3$ . За этим исключением щелочи в изверженных горных породах в виде простых силикатов не встречаются, а входят в состав алюмосиликатов и частью феррисиликатов. И в последнем случае, в связи с менее щелочным характером Na, феррисиликаты того металла являются более обычными и встречаются в свободном виде (эгирин), тогда как феррисиликаты калия известны только в твердых растворах в составе, главным образом, слюд (лепидомилана). Образование феррисиликата Na естественно происходит в магмах при избытке щелочей и недостатке глинозема для образования алюмосиликатов щелочей.

В присутствии алюмосиликата извести—анортита, феррисиликат натрия является неустойчивым. Вступая в обменное разложение, он отдает  $Na_2O$ , вытесняющее известь из алюмосиликата. Поэтому анортит и эгирин не встречаются в изверженных породах совместно, хотя, входя в состав твердых растворов более устойчивых метасиликатов и алюмосиликатов, молекулы их могут одновременно находиться в породе, с одной стороны, в эгиринавгите ( $Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$ ), с другой—в плагиоклазе ( $CaOAl_2O_3 \cdot 2SiO_2$ ). Сравнивая между собою алюмосиликаты натрия и калия, можно сделать такое сопоставление:

$KAlO_2 \cdot 3SiO_2$	$KAlO_2 \cdot 2SiO_2$	$KAlO_2 \cdot SiO_2$
ортоклаз	лейцит	калиофилит
$NaAlO_2 \cdot 3SiO_2$	$NaAlO_2 \cdot 2SiO_2$	$NaAlO_2 \cdot SiO_2$
альбит.	жадеит	нефелин.
	$NaAlO_2 \cdot 2SiO_2 \cdot H_2O$	
	анальцит.	

Оба элемента входят в состав алюмосиликатов, которые можно рассматривать, как моносиликаты, бисиликаты и трисиликаты (аналогично простым силикатам). Но эти соединения обладают неодинаковою прочностью. Как для калия, так и для натрия, трисиликат—щелочной полевои шпат—одинаково являются самыми распространенными соединениями, но в то время,

как из фельдшпатидов для калия распространенным и прочным является бисиликат—лейцит, для натра таким является моносиликат—нефелин. Бисиликат, соответствующий лейциту, — жадеит относительно редкий минерал, которого пирогенное происхождение не может считаться твердо установленным. Он чаще встречается, как минерал метаморфический. При этом жадеит по своей кристаллической структуре сходен не с алюмосиликатом калия — лейцитом, а с феррисиликатом Na—эгирином, относясь к группе пироксенов.

Интересно, что гидратная форма соответствующего лейциту алюмосиликата Na—анальцим, обладая кристаллической структурой, близкой к структуре лейцита, в то же время встречается в изверженных породах в сходных с нахождением лейцита условиях. В некоторых из этих случаев, повидимому, можно допускать первичное образование анальцима из магмы, и потому он может рассматриваться в известном смысле, как Na-иный эквивалент лейцита (в тешенитах). Все же анальцим является менее распространенным среди натриевых алюмосиликатов, чем лейцит среди калиевых. Наоборот, что касается моносиликатов: нефелина и калиофилита, то натровый алюмосиликат является более распространенным, а калиофилит в изверженных породах встречается лишь в твердом растворе в натровом нефелине, составляя иногда до 20—25%.<sup>0</sup>

Вместе с тем калиевый алюмосиликат, отвечающий моносилкату (нефелину), является прочным лишь в виде кислой соли  $(K_9H)AlO_2 \cdot SiO_2$  мусковита, в особенности, когда эта кислая соль образует продукты присоединения моносиликатов магнезии и железа (оливиновой молекулы) в биотите. Образование таких кислых солей связано с гидролизом, вызываемым присутствием магматической воды. При этом с большею устойчивостью моносилката для  $NaAlO_2$ , чем  $KAlO_2$ , и, наоборот, большей устойчивостью бисиликата для  $KAlO_2$ , чем для  $NaAlO_2$ , связано то обстоятельство, что эгирин не встречается совместно с мусковитом или даже богатыми  $Al_2O_3$  слюдами, заменяясь в последнем случае нефелином и феррисиликатом K, входящим в состав железистых слюд (лепидомилана).

Различие в активности  $K_2O$  и  $Na_2O$ , как щелочных окислов, обуславливает и некоторые закономерности в совместном нахождении калиевых и натриевых полевых шпатов и фельдшпатидов. Лейцит не встречается совместно с альбитом, но, наоборот, ассоциация ортоклаза и нефелина очень обычна. Однако, подобно тому как в случае неустойчивой комбинации эгирин—анортит, одновременное существование молекул  $NaFeSi_2O_6$  и  $CaAl_2Si_2O_8$  становится возможным, если они входят в твердые растворы более устойчивых соединений, так и присутствие анортита совместно с комбинацией альбит + лейцит влечет за собой образование твердого раствора анортит—альбит (плаггиоклаза), который может находиться в породах совместно с лейцитом.

Из других законностей парагенетических отношений между щелочными алюмосиликатами и другими минералами выше уже было отмечено, что ромбические пироксены не встречаются совместно с фельдшпатидами, отдавая

часть  $\text{SiO}_2$  на образование полевых шпатов и превращаясь в ортосиликаты—оливины.

Из продуктов присоединения к алюмосиликатовому ядру, кроме биотита, представляющего продукт присоединения бисиликатовой молекулы к кислой ортосоли основания  $\text{KAlO}_2$ , следует упомянуть о фельдшпатах: содалите, гаюине, канкрините, являющихся продуктами присоединения к нефелиновому ядру солей  $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и  $\text{CaCO}_3$ . Условия их нахождения в магмах те же, что для нефелина.

Сравнивая относительное количество щелочей и других оснований в различных изверженных горных породах, нетрудно заметить, что оно увеличивается в породах, более богатых кремнекислотой и при том таких, при образовании которых существенную роль играли растворенные в магме летучие вещества минерализаторы ( $\text{H}_2\text{O}$  и др.). Если сравнить происходящую при этом концентрацию для  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  между собою, то можно заметить, что для  $\text{K}_2\text{O}$  резче выражена связь с такого рода породами.

Еще резче выраженной мы видим эту особенность у более редких щелочей  $\text{Li}_2\text{O}$ ,  $\text{Cs}_2\text{O}$  и  $\text{Rb}_2\text{O}$ . Эти элементы входят в состав различных алюмосиликатов, нахождение которых в природе приурочивается, главным образом, к пегматитовым жилам. Цезий и рубидий крайне редки. Рубидий встречается в виде примеси к К-иевым соединениям. Цезий образует и самостоятельный минерал поллуцит  $\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{Cs}_2\text{O} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ , встречающийся в гравите. Литий—элемент с наиболее низким атомным весом из всей группы щелочных металлов. Он отличается, как известно, и химическими свойствами, будучи наиболее слабым основанием, похожим в одних отношениях более на К, в других—на Na.

Наиболее обычно нахождение его в литиновой слюде наиболее кислых продуктов обособления от гранитовой магмы—грейзенов, в лепидолите и циннвальдите. Затем литий находится в сподумене—метасиликате, сходном с жадеитом и встречающемся также в гранитовых пегматитах вместе с другими литиевыми минералами как силикатами, так и фосфатами, лепидолитом, петалитом, амблигонитом (флюофосфатом), литиофилином, трифилином (фосфаты). Петалит интересен, как алюмосиликат с наибольшим содержанием  $\text{SiO}_2$ , именно,  $\text{Li AlO}_2 \cdot 4\text{SiO}_2$ .

Относительное количество:  $\text{Na}_2\text{O} : \text{Li}_2\text{O} : \text{Rb}_2\text{O} = 500 : 1 : 1/2$ .

Говоря об одноатомных элементах изверженных горных пород, приходится упомянуть и об водороде. Он входит в состав ряда минералов изверженных пород. Эти минералы по своей роли в породе большею частью ближе к минералам фемическим.

Еще большее количество водорода, чем то, которое входит в состав минералов, выделяется из магмы в виде глубинных вулканических эманаций, или фумаролл.

## Элементы, образующие второстепенные составные части изверженных горных пород и минерализаторы.

### Группа V.

Наиболее распространенным элементом этой группы в изверженных породах является фосфор; он в небольших количествах распространен среди всех почти пород в форме флюофосфата или хлорофосфата апатита  $\text{Ca}(\text{F}, \text{Cl})_2\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_3$ . В особенности апатит обилен в некоторых не силикатных магмах (магнитный железняк типа Кируны).

Фосфор входит также в состав целого ряда фосфатов редких элементов, характерных для пегматитов. Наиболее обычным из них является монацит (фосфат Ce, La, Di), далее ксенотим (Y, Ce, Er), трифицит (Li, Fe, Mn), берилонит (Na, Be), амблигонит (Li, Al, F) и др.

Ванадий, близкий по химическим свойствам к фосфору, является обычно чрезвычайно редким элементом в изверженных породах, обнаруживаясь лишь в виде следов. Более распространены в некоторых щелочных породах редкие элементы тантал и ниобий. Танталаты и ниобаты составляют группу минералов, встречающихся чаще всего в гранитовых и сиенитовых пегматитах. Следует отметить парагенезис их с редкоземельными основаниями.

Из ниобатов и танталатов упомянем: пирохлор  $\text{RNb}_2\text{O}_6\text{R}(\text{Ti}, \text{Th})\text{O}_3\text{NaF}$  представляющий, главным образом, ниобат оснований цериевой группы, извести и др. оснований, содержащий Ti, Th и F.

Колумбит и танталит  $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$ —непрерывный ряд от чисто ниобовой соли до чисто танталовой. Самарскит  $\text{R}''_3\text{R}_2(\text{Nb}, \text{Ta})_6\text{O}_{21}$ , где  $\text{R}''$  б. ч. Fe, а  $\text{R}'''$  металлы церий и иттрий. Эшинит,  $\text{R}_2'''\text{Nb}_4\text{O}_{13}\text{R}_2'''(\text{Ti}, \text{Tb})_5\text{O}_{13}$ , ниобат и титанат (или торат), главным образом, церия. Затем сюда же относятся минералы фергусонит, тапиолит, полимингит, эуксенит и другие.

### Группа VI и VII (Минерализаторы).

Элементы VI и VII групп являются в изверженных породах редкими. Эти элементы выносятся из магм в виде фумаролл, и лишь остатки их, образуя соединения с сильными основаниями, входят в состав некоторых силикатов изверженных пород, как продукты присоединения к алюмосиликатовому ядру. Таковы: содалит, гаюин, нозеан. Серу мы находим также в форме сульфидов: пирита и пирротина, в некоторых случаях петландита. В исключительных случаях сульфиды, ливрируя с силикатным расплавом, образуют своеобразную сульфидную «магму» (некоторые колчеданные месторождения).

Уран, вольфрам, молибден встречаются иногда в минералах, находящихся в гранитовых пегматитах, но более свойственны уже кварцевым жи-

лам, представляющим образования, связанные с дальнейшим выносом вещества из магмы.

Хром, как мы видели, наоборот, связан с наиболее основными Fe, Mg-силикатными изверженными породами.

Марганец, представляющий элемент VII группы, является в изверженных породах дву- и тривалентным аналогом железа и уже рассмотрен выше.

Из галоидных солей только фторид кальция  $\text{CaF}_2$  изредка встречается в некоторых гранитах, сиенитах и нефелиновых сиенитах. Чаще мы находим галоиды входящими в состав апатита и некоторых силикатов.

### Сравнение химических составов изверженных пород.

Подводя итог сделанному обзору соединений химических элементов, входящих в состав изверженных горных пород, мы можем разделить окислы этих элементов на группы следующим образом:

1. Мы видим, что по своему значению в составе земной коры вообще и в изверженных породах, в частности, резко отличаются окислы элементов, принадлежащих к четырем первым рядам и четырем первым группам периодической системы от всех остальных. Они являются решительно преобладающими, главными составными частями изверженных пород. Их относительными количествами вполне определяются существенные особенности химического состава, и обыкновенно при рассмотрении этого состава всеми остальными пренебрегают, как входящими в весьма малых количествах.

2. Кремнекислота в изверженных породах, состоящих из силикатов, играет особую роль, чем остальные окислы. Обладая из числа существенных составных частей наивысшей валентностью, кремний в изверженных породах дает окислы определенно выраженного кислотного характера. Количество кремнекислоты варьирует в широких размерах, и она является преобладающим из окислов.

3. Исходя из валентности металлов, являющихся главными составными частями изверженных пород, окислы этих металлов распадутся на четыре группы:  $\text{R}_2\text{O}$  — щелочи  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{RO}$  —  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  ( $\text{MnO}$ ) и  $\text{CaO}$ ;  $\text{R}_2\text{O}_3$  —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и, наконец,  $\text{RO}_2$ , главным образом,  $\text{SiO}_2$  и отчасти  $\text{TiO}_2$ .

4. С другой стороны, мы видели, что в изверженных горных породах находятся соединения двойного рода, резко отличающиеся по своей петрохимической роли. Это, с одной стороны, алюмосиликаты, составляющие, как мы видели, почти  $\frac{2}{3}$  всей магмы пород, и с другой — простые силикаты. Можно поэтому соединять в группы, с одной стороны, окислы, образующие в соединении с  $\text{SiO}_2$  алюмосиликаты, а с другой — основания простых силикатов. Среди алюмосиликатов, в свою очередь, различаем алюмосиликаты щелочей и алюмосиликаты извести.

В алюмосиликатах щелочей мы имеем группу  $\text{R}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ , в алюмосиликатах извести —  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ . Остальные окислы  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ , избыток  $\text{CaO}$  входят

близких по своей роли к простым силикатам, или в ферратах этот окисел мы находим не соединенным с  $\text{SiO}_2$ .

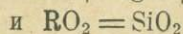
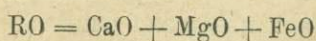
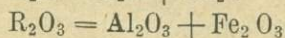
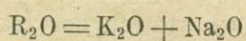
То или другое соединение окислов в группы применяется различными авторами при сравнении между собою в классификации химических составов горных пород.

Задача такого сравнения химических составов горных пород естественно возникла по мере накопления числа анализов. Каждый из анализов горной породы дает отношение между 8 или большим числом окислов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и т. д. По существу задача сравнения составов пород, выраженных этими отношениями, есть задача математическая (арифметическая), сводящаяся к тому или иному расположению в ряды отношений восьми переменных. Для ее решения эти отношения заменяют другими отношениями меньшего числа переменных (3-х или 4-х), образуя их путем определенных арифметических операций из данных анализов. Таким образом получают, так называемые, магматические формулы, параметры и т. д., являющиеся некоторыми математическими функциями, полученными из цифр анализа. Заменяя этими формулами и параметрами данные анализа, мы, конечно, не только не получаем чего-либо нового, не только не выигрываем в знании состава пород, но, наоборот, сознательно оставляем вне рассмотрения некоторые особенности состава, выраженные данными анализа. Однако, для целей сравнения химических составов пород мы получаем несомненные преимущества, заменяя большое число отношений между окислами меньшим их числом. Необходимо только выбрать их так, чтобы ими выражались наиболее существенные особенности химического состава.

В настоящее время довольно распространенными способами характеристики химического состава при помощи формул являются предложенные более 20 лет тому назад способы Левинсона-Лессинга, Озанна и также американских петрографов Кросса, Иддинса, Пирсона и Уошингтона. Реже применяются другие способы. Обыкновенно эти способы выражения составов пород формулой называют химическими классификациями горных пород. В сущности это лишь классификации химических составов этих пород. Мы изложим здесь лишь принципы методов главнейших из этих классификаций.

#### *Формулы Левинсона-Лессинга.*

Для образования магматической формулы Левинсона-Лессинга молекулярные количества окислов, входящие в состав породы, соединяются в группы по атомности металлов:



Предварительно из состава породы исключается  $H_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $ZrO_2$ ,  $SO_3$ ,  $CO_2$  и  $Cl$ , при чем вместе с  $P_2O_5$  отбрасывается соответственное количество  $CaO$ , нужное для образования апатита (т. е.  $CaO$  анализа уменьшается на  $3P_2O_5$ ). Затем суммируют  $R_2O + RO$ , обозначая сумму  $\overline{RO}$ , т. е.  $\overline{RO} = R_2O + RO$ . Состав породы можно тогда представить в виде  $m\overline{RO} nR_2O_3 pSiO_2$  или, сокращая отношение на  $n$ , получают магматическую формулу в виде

$$\frac{m}{n} \overline{RO} R_2O_3 \frac{p}{n} SiO_2.$$

В дополнение к магматической формуле необходимо знать отношение  $R_2O : RO$ . Дальнейшими выводимыми из данных анализа характерными числами, являются: коэффициент кислотности  $\alpha$ , выражающий отношение атомов кислорода кремнекислоты к числу атомов кислорода оснований, т. е.

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

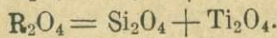
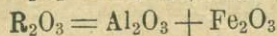
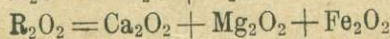
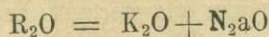
кислотный параметр  $\beta$ , который выражает число молекул оснований, приходящееся на 100 молекул  $SiO_2$ , т. е.

$$\beta = 100 \frac{m + n}{p} = 100 \frac{\frac{m}{n} + 1}{\frac{p}{n}}.$$

#### Символы Федорова.

Видоизменением системы Левинсона-Лессинга являются символы Федорова, представляющие отношения молекулярных количеств:

$$R_2O : R_2O_2 : R_2O_3 : R_2O_4, \text{ где:}$$



Приводя сумму к 100, получаем выражение состава в виде символа (abcd), где

$$a : b : c : d = R_2O : R_2O_2 : R_2O_3 : R_2O_4$$

$$\text{и } a + b + c + d = 100.$$

Очевидно, что между числами магматической формулы Левинсона-Лессинга и индексами символов Федорова существуют такие простые соотношения:

$$R_2O : RO = a : 2b; \frac{m}{n} = \frac{a + 2b}{c}; \frac{p}{n} = \frac{2d}{c};$$

$$\alpha = \frac{4d}{a + 2b + 3c}; \beta = \frac{a + 2b + c}{2d} \cdot 100.$$

### Система Озанна.

Система Озанна представляет другой тип образования числовых характеристик химических составов пород. Окислы в этой системе соединяются в группы не по атомности, а соответственно тем соединениям, которые эти окислы образуют в магме. Как мы видели выше, щелочи там, главным образом, связаны в комплексные основания с глиноземом в щелочных алюмосиликатах; известь частью также с глиноземом в анортите, частью в виде простого силиката вместе с MgO и FeO в цветных минералах.

Характеристичными числами в системе Озанна являются:

S — молекулярное % содержание SiO<sub>2</sub>.

A — сумма молекуляр. % K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O.

C — молекулярн. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — A.

F — сумма молекулярн. % (FeO + CaO + MgO) — C, при чем в FeO входит и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, перечисленное предварительно в закись, за исключением случая, когда K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O > Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; затем индексы при a, c и f, из которых

$$a = \frac{20A}{A + C + F}, c = \frac{20C}{A + C + F}, f = \frac{20F}{A + C + F}. \text{ Очевидно } a + c + f = 20.$$

$$n = 10 \frac{Na_2O}{A}; m = \frac{FeO + MgO}{F} \text{ и далее } K = \frac{S}{6A + 2C + F}.$$

В случае, если K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O > Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, то A = K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O; C = 0; F = (FeO + CaO + MgO) = (A — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Здесь A — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> выражает количество Na<sub>2</sub>O, соединенное с Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в молекулу эгирина, основание которого Na<sub>2</sub>OFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по Озанну, входит в группу A, а не в F.

В более редком случае Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O + CaO избыток Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O + CaO) соединяется с (MgFe)O в R''B'''<sub>2</sub>O<sub>4</sub> и присоединяется к C.

Формула Озанна имеет такой вид, например:

$$a_{6.5} c_0 f_{13.5}.$$

Вычисленные указанным способом параметры выражают:

А и а — относительное количество алюмосиликатовых оснований щелочных полевых шпатов и эгирина, также щелочных алюмосиликатов, слюд и друг.

С и с — относительное количество известково-глиноземистых оснований анортита и алюмосиликатового щелочноземельного основания в цветных минералах: авгитах и роговых обманках.

F и f — относительное количество оснований цветных минералов (простые силикаты).

S и K — относительное количество кремнекислоты.

В одной из позднейших работ (1913 г.) Озанин вводит еще такие числовые характеристики состава:

$SAIF = SiO_2 : Al_2O_3 (FeO + MgO + CaO)$  и  $AlCalk = Al_2O_3 : CaO : (Na_2O + K_2O)$ .  
Все приведено в сумме к 30.

$NK = Na_2O : (Na_2O + K_2O)$  равное его прежнему n. Приведено к сумме 10.

$MC = MgO : (MgO + CaO)$ , приведено к сумме 10.

Озанин пользуется своими параметрами для подразделения пород на типы, по химическому составу в пределах семейств классификации Розенбуша.

### *Американская количественная классификация.*

Стремление при группировке окислов приблизиться к тем соединениям, которые эти окислы образуют в магме, еще дальше, чем в системе Озанина проводится в «Количественной химико-минералогической классификации» Кросса, Иддингса, Пирсона и Уошингтона, которую для краткости мы будем называть системой CIPW.

В этой системе химический состав породы перечисляется на, так называемые, образцовые минералы—standard minerals.

За такие минералы принимаются:

#### Группа I. Салические минералы SAL.

Кварц $SiO_2$ . . . . .	Q	
Циркон $ZrO_2 SiO_2$ . . . . .	Z	
Корунд $Al_2O_3$ . . . . .	C	
Ортоклаз $K_2O Al_2O_3 6SiO_2$ . . . . .	or	} F
Альбит $Na_2O Al_2O_3 6SiO_2$ . . . . .	ab	
Анортит $CaO Al_2O_3 2SiO_2$ . . . . .	an	
Лейцит $K_2O Al_2O_3 4SiO_2$ . . . . .	lc	} L
Нефелин $Na_2O Al_2O_3 2SiO_2$ . . . . .	ne	
Калиофилит $K_2O Al_2O_3 2SiO_2$ . . . . .	kp	
Хлористый натрий $2 NaCl$ . . . . .	sc	
Сернокислый натрий $Na_2SO_4$ . . . . .	ss	

## Группа II. Фемические минералы FEM.

Акмит $\text{Na}_2\text{OFe}_2\text{O}_34\text{SiO}_2$ . . . . .	ac	}	P
Метасиликат натрия $\text{Na}_2\text{OSiO}_2$ . . . . .	ns		
Метасиликат калия $\text{K}_2\text{OSiO}_2$ . . . . .	ks		
Диопсид $\text{CaO (Mg, Fe) O}_2\text{SiO}_2$ . . . . .	di		
Волластонит $\text{CaOSiO}_2$ . . . . .	wo		
Гиперстен $(\text{MgFe})\text{OSiO}_2$ . . . . .	hy	}	O
Оливин 2 $(\text{Mg, Fe})\text{OSiO}_2$ . . . . .	ol		
Акерманит 4 $\text{CaO}_3\text{SiO}_2$ . . . . .	am		
Магнетит $\text{FeOFe}_2\text{O}_3$ . . . . .	mt	}	H
Хромит $\text{FeOCr}_2\text{O}_3$ . . . . .	cm		
Гематит $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	hm	}	M
Ильменит $\text{FeOTiO}_2$ . . . . .	il		
Титанит $\text{CaOTiO}_2\text{SiO}_2$ . . . . .	tn		
Перовскит $\text{CaOTiO}_2$ . . . . .	pf		
Рутил $\text{TiO}_2$ . . . . .	ru	}	T
Апатит 3 $(3\text{CaO, P}_2\text{O}_5) \text{CaFe}_2$ . . . . .	ap		
Флюорит $\text{CaF}_2$ . . . . .	fr	}	A
Кальцит $\text{CaCO}_3$ . . . . .	cc		
Пирит $\text{FeS}_2$ . . . . .	pr		

Самородные металлы и др. металлич. окислы и сульфиды.

Из химического состава породы вычисляются в весовых процентах количества образцовых минералов, которые в сумме дают этот состав. Такой образцовый минералогический состав называют погш. При вычислении его (норма состава или нормальный состав, некоторые называют его также виртуальным составом) соблюдается известный порядок, вытекающий отчасти из тех закономерностей, которые были нами отмечены выше при рассмотрении химических соединений, находящихся в магме.

## Порядок вычисления нормы.

1) Весовой % состав породы перечисляется на молекулярные количества, при чем молекулярные количества  $\text{MnO}$  и  $\text{NiO}$  присоединяются к  $\text{FeO}$ , а  $\text{BaO}$  и  $\text{SrO}$  к  $\text{CaO}$ .

2) Вычисляются количества минералов, имеющих постоянный состав и находящиеся в породе обычно в небольшом количестве ар, fr (за счет избытка F после образования ар) cc, sc, ss, pr. Если  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  очень мало, его соединяют с  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; если заметное количество, то образуют cm.  $\text{TiO}_2$ , соединяют с  $\text{FeO}$  в il, избыток соединяют с  $\text{CaO}$  в перовскит или титанит, в зависимости от распределения  $\text{SiO}_2$ , о чем ниже.

3) Окислы оснований соединяются между собою в те комплексы, в каких они входят в состав минералов, а именно:

а)  $\text{K}_2\text{OAl}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{OAl}_2\text{O}_3$ , избыток  $\text{Al}_2\text{O}_3 = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  соединяется в группу  $\text{CaOAl}_2\text{O}_3$ . Обычно после этой операции остается часть свободной извести  $\text{CaO}$ , так как обычно  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ . Если  $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} +$

+ CaO, то избыток  $Al_2O_3'' = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$  образует корунд C; если же  $Al_2O_3 < K_2O + Na_2O$ , то избыток  $Na_2O' = Na_2O + K_2O - Al_2O_3$  соединяется с  $Fe_2O_3$  в группу  $Na_2OFe_2O_3$ . В очень редких случаях, если  $Na_2O' > Fe_2O_3$ , образуется ps —  $Na_2OSiO_2$ . В еще более редких случаях, когда  $K_2O > Al_2O_3$  образуется также ks, тогда все количество  $Na_2O$  идет в ac и даже может быть случай, при недостатке  $Fe_2O_3$ , когда часть  $Na_2O$  идет в ps.

б) Если остается  $Fe_2O_3$  после образования ac, то она соединяется с FeO в mt., а при недостатке FeO избыток  $Fe_2O_3$  идет в hm.

в) Избыток CaO, оставшийся после соединения части извести в комплекс  $CaOAl_2O_3$ , соединяется в группу  $CaO(Mg,Fe)O$  — основание диопсида. Если же  $CaO > MgO + FeO$ , то избыток свободной извести  $CaO'' = CaO' - (MgO + FeO)$  идет на образование wo или am <sup>1)</sup> в зависимости от количества  $SiO_2$ , о чем ниже. Если, наоборот,  $CaO' < MgO + FeO$ , то остаток  $MgO + FeO$  образует основание гиперстена hu или оливина ol. <sup>2)</sup>

4) Распределяется  $SiO_2$  между образованными, как только что сказано, основаниями:

а) сначала между теми, с которыми  $SiO_2$  образует только одно определенное соединение, это будут Z, an, di, ac.

б) оставшееся количество  $SiO_2$  распределяется между остальными основаниями таким образом:

Если  $SiO_2$  достаточно для образования высших силикатов, то образуются og, ab, hu, ti, wo, и если имеется избыток  $SiO_2$ , то и Q; если  $SiO_2$  недостает для такого расчета, то сначала вместо ti образуется pf. При еще более значительном недостатке  $SiO_2$  вместо ab (части или всего) образуется pe, а при еще большем вместо части или всего og образуется lc. Наконец, дальнейший недостаток кремнекислоты покрывается за счет преобразований wo в am и di в смесь ol и am и даже, в крайне редких случаях, могут получиться свободные основания MgO и  $Fe_2O_3$ .

Из способа подсчета вытекают такие следствия.

Q	не может сочетаться с	lc, pe, ol, am, pf.
hu	„	„ lc, pe, am
wo	„	„ hu или ol
an	„	„ ac
ab	„	„ lc
C	„	„ di, ac

Подсчитав состав нормы в молекулярных количествах, перечисляют его в весовые <sup>0</sup>/<sub>100</sub>. После этого могут быть получены следующие характеристичные числа (см. выше обозначение standard minerals):

$$\frac{SAL}{FEM}; \frac{QFL}{CZ}; \frac{C}{Z}; \frac{Q}{F}; \frac{L}{F};$$

$$\frac{POM}{A}; \frac{P+O}{M}; \frac{P}{O}; \frac{H}{T}.$$

Эти отношения, а также отношения:

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO}; \frac{(Mg, Fe) O + CaO''}{Na_2O'' + K_2O''}; \frac{(Mg, Fe) O}{CaO''}; \frac{K_2O'}{Na_2O}; \frac{MgO}{FeO}$$

<sup>1)</sup> В последнее время авторами предложено вместо am образовывать  $2CaO SiO_2$ .

<sup>2)</sup> Из общего колич. FeO, при этом уже исключена часть его, пошедшая в mt. и il,



m — магнезии,

f — окислов железа.

Все в весовых %/о/о.

$$C' = \frac{c'}{x}; M = \frac{m}{x}; F = \frac{f}{x}$$

$$S_{\text{sal}} = S - S_f$$

Для вычисления x и Sf 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.

### Способ Ниггли.

В последнее время (1920) Ниггли предложил такой способ пересчета анализов:

Молекулярные количества  $K_2O + Na_2O$ ,  $CaO (+ BaO + SrO)$ ;  $FeO + MgO + MnO$ , и  $Al_2O_3$  пересчитываются на 100 в их сумме и обозначаются соответственно:

$$\text{alk, c, fm, al, таким образом } \text{alk} + \text{c} + \text{fm} + \text{al} = 100.$$

Затем вычисляется

$$si = 100 \frac{SiO_2}{K_2O + Na_2O + CaO + FeO + MgO + Al_2O_3},$$

где  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и т. д. в молекулярных количествах из анализа. При всех пересчетах предварительно  $Fe_2O_3$  восстанавливается, как и у Озанна в  $FeO$ .

Подобным же образом, как дополнительные характерные параметры, Ниггли вычисляет  $ti$ ,  $zr$ ,  $p$ ,  $h$ ,  $CO_2$ ,  $SO_3$ ,  $SO_4$ ,  $Cl_2$ ,  $S_2$  ит. д. из молекулярных количеств  $TiO_2$ ,  $Zr_2O_2$ ,  $PO_5$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SO_3$ ,  $SO_4$ ,  $Cl$ ,  $S$ .

Отношение  $K_2O : (K_2O + Na_2O)$  обозначается  $K$ , а  $MgO : (MgO + FeO) = mg$ .

Наконец, важное значение имеет «кварцевое число» (Quarzzahl), обозначаемое  $qz$  и выражающее избыток свободной кремнекислоты:

$$qz = si - 6alk - 2(al - alk) - 1[c - (al - alk)] - fm.$$

По величине  $qz$  различаются магмы пересыщенные, когда эта величина более +12 (сильно пресыщенные, если  $qz > 100$ ), промежуточные или средние, если  $12 > qz > -12$ , и недосыщенные, если  $qz < -12$  (в сильно недосыщенных  $qz < -50$ ).

Затем вторым главным признаком для группировки химических составов является соотношение между  $al$  и  $fm$ . Ниггли различает следующие пять групп:  $al - fm' > +15$ ,  $15 > al - fm > 5$ ,  $5 > al - fm > -5$ ,  $5 < fm - al < 15$ ,  $fm - al > 15$ .

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

Мы не будем останавливаться на других различных способах пересчета химических анализов (Хоммеля, Вольфа и др.).

Все образованные тем или иным способом числовые характеристики химического состава пород в сущности являются искусственными и не могут выражать больше того, что уже дано в цифрах анализа. Даже более того, чтобы передать все особенности химического состава породы, необходимо знать, кроме отношений параметров той или иной характеристики (магматической формулы, символа состава и т. п.), еще дополнительные числовые отношения таким образом, чтобы общее число их вместе с отношениями, данными в основной характеристике, были не меньше 7 отношений между цифрами анализа. Заменяя цифры анализа параметрами основной числовой характеристики и дополнительными коэффициентами, мы получаем преимущество для сравнения анализов в том случае, когда новые параметры образованы так, что в основной характеристике находят себе отражение главные особенности петрографического облика породы. Так как изверженные горные породы состоят, главным образом, из силикатов и частью свободной кремнекислоты, то естественно противопоставление кремнекислоты другим окислам, как это принимается в большинстве систем. В дальнейшем, при подразделении на группы основных окислов несомненное преимущество имеют те способы, при которых разделяются основания простых силикатов и алюмосиликатов. Уже тот факт, что в целом во всей массе изверженных пород алюмосиликаты составляют почти две трети (63%), заставляет отделять алюмосиликаты от простых силикатов и далее подразделять между собою различные алюмосиликаты. Глубокое различие петрохимической роли алюмосиликатов и простых силикатов является главным доводом в пользу таких группировок окислов при составлении числовых характеристик. Правда, мы не в состоянии по данным анализа произвести разделение, вполне отвечающее тому, как это имеет место в действительности в данной породе, так как это зависит от условий образования породы, но мы можем вполне определенно выделить те близкие к действительным предельные максимальные количества оснований алюмосиликатов, которые могут входить при данном составе породы в силикатные минералы: полевые шпаты и фельдшпатыды. Это будут именно группы  $NaAlO_2 + KAlO_2$  и  $CaAl_2O_4$ , противопоставляемые основаниям  $RO$  (где  $R - Mg, Fe, Ca$ ) и принятые за параметры в числовой характеристике Озанна. Само собою понятно, что при этом  $RO$  выражает минимальное количество оснований феррических минералов.

Мы будем в дальнейшем пользоваться числовыми характеристиками, представляющими изменение системы Озанна, подобно тому, как символы Федорова

являются видоизменением магматических формул Левинсона-Лессинга. Главным недостатком в системе Озанна является то, что в цифрах основной его характеристики не видно непосредственного отношения  $\text{SiO}_2$  к разным основаниям<sup>1)</sup>. У Озанна дается, с одной стороны, молек. % сод.  $\text{SiO}_2$ , а с другой, отношения оснований между собою, исключая  $\text{SiO}_2$ . Мы будем пользоваться отношениями четырех чисел: трех групп оснований и кремнекислоты, не выделяя последней особо.

Проводя последовательно логически разделение оснований на основания салических и фемических составных частей породы, как это принято у Озанна, будет рационально в его систему внести еще некоторые изменения в тех сравнительно редких случаях, когда или  $\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ , или  $\text{Al}_2\text{O}_3 > < (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ . Обыкновенно, как мы знаем,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 > < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$  (в молекулярных количествах). В случае недостатка глинозема получается избыток щелочей (натра), связывая который в виде феррисиликата, Озанна присоединяет (в виде  $\text{Na}_2\text{OFe}_2\text{O}_3$ ) к группе  $\text{R}_2\text{OAl}_2\text{O}_3$ . Но в изверженных горных породах феррисиликаты входят в состав фемических минералов. Петрографическая роль алюмосиликатов и феррисиликатов, несмотря на сходство их химических формул, совершенно различна. Наоборот, группа  $\text{NaFe}''\text{O}_2$  сходна по своей петрохимической роли с группой  $\text{Ca Mg O}_2$ , являясь в эгирине своего рода «комплексным основным окислом», аналогичным основанию диопсида. Поэтому рациональнее избыток  $\text{Na}_2\text{O}$  соединять, присоединяя к нему соответствующее количество  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , в одну группу с окислами типа  $\text{RO}$ . Относительно избытка глинозема  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$  можно заметить следующее: этот избыток зависит или от присутствия слюд, в которые он входит, или от присутствия  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в составе амфиболов или пироксенов, т. е. во всяком случае это количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  входит также в состав фемических минералов. В тех редких породах, когда  $\text{Al}_2\text{O}_3$  выделяется в виде корунда, этот последний минерал является петрографическим эквивалентом слюды (биотита) и играет скорее роль цветного минерала (напр., в кыштымите). Выделение  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в породе в виде корунда связано с недостатком кремнекислоты, по отношению к которой в этих породах глинозем является основным окислом. Поэтому и избыток глинозема я соединяю с другими окислами оснований фемических. Более естественно поступать так, считая корунд аналогом гематита, чем объединять его с кварцем в группе салических минералов, как это делается в системе CIPW.

Вместе с Озанном не будем делать различия в степени окисления Fe в  $\text{FeO}$  или  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Несомненно (даже не считаясь со вторичными процессами), что степень окисления железа зависит от условий образований породы. Если мы находим возможным при образовании числовых характеристик пренебрегать водой, входящей в слюды, и также являющейся результатом особых

<sup>1)</sup> Этот же существенный недостаток имеется и в способе Ниггли.

условий кристаллизации, то тем меньше основания проводить строгое различие между  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , относительное количество которых зависит, повидимому, от причин еще более случайных <sup>1)</sup>.

Таким образом за параметры оснований числовой характеристики ( $acbs$ ) мы примем  $\text{R}'\text{AlO}_2$ ;  $\text{CaAl}_2\text{O}_4$ ;  $\text{RO}$ , включая избыток  $\text{Na}_2\text{O}'$  или  $\text{Al}_2\text{O}_3'$ , и  $\text{SiO}_2$ , или, удваивая молекулярный вес, можем написать:

$$a = \text{Na}_2\text{OAl}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{OAl}_2\text{O}_3; \quad c = \text{Ca}_2\text{O}_22\text{Al}_2\text{O}_3;$$

$$b = \text{Mg}_2\text{O}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_2 + \text{Ca}_2\text{O}_2' \quad (+ \text{изб. Al}_2\text{O}_3' \text{ или Na}_2\text{O}'); \quad s = \text{Si}_2\text{O}_4 + \text{Ti}_2\text{O}_4.$$

Здесь  $\text{Ca}_2\text{O}_2'$  представляет избыток извести (*chaux libre*), оставшийся после образования группы  $s$ . Обыкновенно  $\text{Ca}_2\text{O}_2' < \text{Fe}_2\text{O}_2 + \text{Mg}_2\text{O}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ , но иногда имеем обратное соотношение (в этом случае в норме классификации *CIPW* имеется волластонит). Сумму  $a + c + b + s$  приводим к 100. При самом вычислении основной характеристики мы можем различить следующие ряды химических составов пород:

1.  $\text{Na}_2\text{O}' = \text{Al}_2\text{O}_3' = 0$ ,  $\text{Ca}_2\text{O}_2 < \text{Mg}_2\text{O}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$   
нормальный ряд,

2.  $\text{Na}_2\text{O}' = \text{Al}_2\text{O}_3' = 0$ ,  $\text{Ca}_2\text{O}_2 > \text{Mg}_2\text{O}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$   
ряд пересыщенных известью пород,

3.  $\text{Na}_2\text{O}' > 0$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3' = 0$   
ряд пересыщенных натром пород,

4.  $\text{Na}_2\text{O}' = 0$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3' > 0$   
ряд, пересыщенный глиноземом.

Очевидно, может быть ряд пород, пересыщенных одновременно и натром, и известью.

Взяв указанные отношения за основную числовую характеристику ( $acbs$ ), за дополнительные коэффициенты мы можем принять:

$$n = \text{Na}_2\text{O} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}); \quad \varphi = \text{Fe}_2\text{O}_3 : (\text{Fe}_2\text{O}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3) \quad \text{и} \quad n' = \text{Na}_2\text{O}' : b; \quad c' = \\ = \text{Ca}_2\text{O}_2' : b; \quad a' = \text{Al}_2\text{O}_3' : b; \quad m' = \text{Mg}_2\text{O}_2 : b; \quad f' = (\text{Fe}_2\text{O}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3) : b.$$

Очевидно, что (в молекулярных количествах)

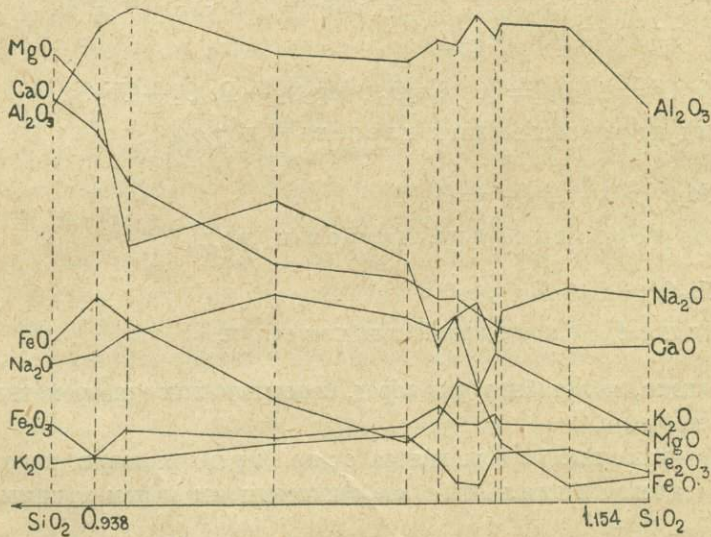
$$\text{SiO}_2 = 2s; \quad \text{Al}_2\text{O}_3 = a + 2c + a'b; \quad \text{Fe}_2\text{O}_3 = \varphi f'b; \quad \text{FeO} = 2(1 - \varphi)f'b; \quad \text{MgO} = 2m'b; \\ \text{CaO} = 2(c + c'b); \quad \text{Na}_2\text{O} = na + n'b; \quad \text{K}_2\text{O} = (1 - n)a.$$

<sup>1)</sup> Можно сослаться на пример красной и черной окраски кавказских лав, зависящей от степени окисления железа (Герасимов, Левинсон-Лессинг).

Принятая нами система, как это ясно из предыдущего изложения, есть только одна из возможных систем, число которых может быть очень велико. Как и все другие, она служит лишь вспомогательным средством для того, чтобы сопоставлять между собою химические составы горных пород.

### Геометрическое изображение химических составов горных пород.

Сравнение химических составов пород между собою—необходимая часть петрографического исследования. Химический состав, как уже указывалось, одно из наиболее существенных свойств пород, и сопоставление изучаемых объектов на основании этого свойства—неизбежная задача исследования. Для такого сопоставления наиболее удобным и простым способом является способ геометрический, способ представления составов пород в виде диаграммы. К такому способу геометрического изображения составов прибегали многие авторы, и мы имеем несколько типов диаграмм. Вместе с Иддингсом можно различать четыре типа. Из них четвертый представляет в сущности комбинацию II и III.



Фиг. 3.

Первый тип диаграмм, Фиг. 3. В прямоугольной системе координат по оси абсцисс наносится величина, принятая за особенно характерную для состава пород. Обычно такой величиной считают содержание  $\text{SiO}_2$ . По ординатам откладывают содержание других окислов. При этом пользуются или весовым % содержанием, или молекулярными отношениями окислов (фиг. 3). Иногда по оси абсцисс откладывают не содержание  $\text{SiO}_2$ , а какую-нибудь другую характерную величину (напр., коэффициент кислотности Левинсон-Лессинга,

или, как, напр., делал Пирсон при изучении изменения состава в изверженной массе породы, расстояние между анализированными образцами, взятыми из этой массы). В таких случаях, кремнеислота, наряду с другими окислами, также отлагдается на ординатах. Точки, отвечающие одному и тому же окислу в разных породах, соединяются между собою, и таким образом получаются кривые (или ломаные) линии диаграммы, которую Харкер называет «вариационной диаграммой» (variation-diagram).

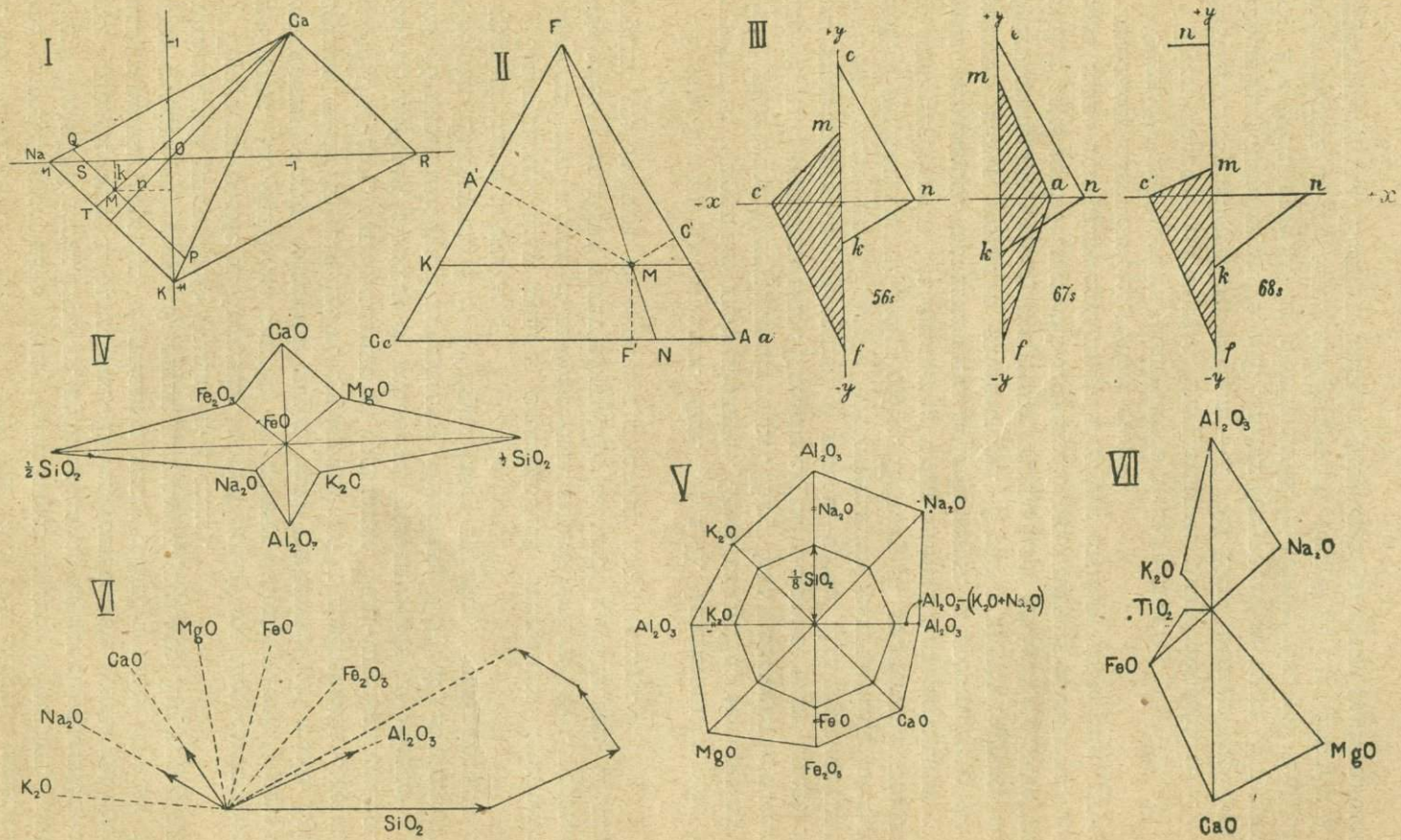
При этом способе изображения, каждой породе отвечает совокупность 7 или 8 точек (по одной на каждой из кривых вариационной диаграммы). Соотношения между составами пород мало уясняются от этого. Кривые диаграмм имели бы значение по существу, если-бы изменения в содержании отдельных окислов, откладываемых по ординатам, были-бы независимы между собою, и, наоборот, зависели от величины, откладываемой по абсциссам (которой в большинстве диаграмм является содержание  $\text{SiO}_2$ ). В действительности это не так. Поэтому такой способ приходится признать несовершенным, хотя он применяется и до сих пор.

Совокупность всех кривых вариационной диаграммы характеризует особенности всего комплекса изображенных на ней составов пород, и сравнение между собою нескольких таких комплексов сводится к сравнению нескольких диаграмм, что очевидно не облегчается такими построениями.

Второй тип диаграмм. Фиг. 4, I и II. Диаграммы второго типа построены на совершенно ином принципе. Здесь каждый из анализов изображается одной точкой (фигуративная точка). Могут быть диаграммы на плоскости и диаграммы пространственные. В первом случае положение точки определяется двумя независимыми переменными, во втором—тремя. При изучении химизма пород приходится иметь дело с относительными количествами составных частей, с отношениями их между собою. Поэтому на плоскости можно выразить положением точки два отношения между тремя характеризующими состав породы величинами, принимаемыми за параметры; в пространстве же три отношения между четырьмя параметрами. В том и другом случае можно выбрать различную систему координат, но наиболее удобной и обычно применяемой в этом способе системой является барицентрическая система, применяемая также и в физической химии и других случаях, когда надо выразить относительные количества составных частей.

Сущность этой системы заключается в следующем.

Пусть имеются два состава, фигуративные точки которых, т. е. точки однозначно изображающие эти составы,—А и В. Если возьмем ряд составов, образованных этими двумя (А и В), то их фигуративные точки расположатся между А и В на прямой, их соединяющей, и притом так, что чем больше в новом составе компонента, изображенного точкой А, тем ближе к А его фигуративная точка. Если мы возьмем фигуративную точку сложного состава



Фиг. 4.

С так, чтобы расстояния ее АС и ВС от фигуративных точек компонентов были обратно пропорциональны относительному содержанию компонентов, то мы и получим барицентрическую систему. Мы видим, что в ней положение фигуративной точки сложного состава находится, как положение центра тяжести весов, равных по величине количествам каждого из компонентов и приложенных в их фигуративных точках.

Взяв три точки на плоскости или четыре точки в пространстве, не лежащие в одной плоскости, за начала координат, предполагаем приложенными к ним веса, пропорциональные количествам каждой из трех составных частей (или в случае пространственной диаграммы каждой из четырех). Тогда также однозначно получим точку, отвечающую центру тяжести системы этих трех (или четырех) весов, которая и выражает собою состав породы.

Очевидно, чтобы применить эту систему, вместо 7 отношений между окислами, которые даются в анализе, надо выбрать два или три отношения между тремя или четырьмя окислами или их группами и принять их за параметры, определяющие положения точки на диаграмме. Это и достигается применением формул и других числовых характеристик состава, и в этом то заключается полезность применения последних.

Барицентрическую систему применял Бекке. Он пользовался плоской диаграммой для выражения отношений между атомными количествами К, Na и Са в породах. Три начальные точки координат располагались в вершинах равностороннего треугольника, как это показано на рис. фиг. 4—I.

Это расположение принято с целью воспользоваться для нанесения точек прямоугольными координатами, делая чертеж на клетчатой бумаге, именно при этом расположении, если принять ОК и ONa за единицы,

то координаты  $p = \frac{Na - Ca}{Na + K + Ca}$  и  $k = \frac{K - Ca}{Na + K + Ca}$  <sup>1)</sup>.

Озаня применяет также барицентрическую систему координат на плоскости, помещая начальные точки в вершинах правильного треугольника и за параметры, принимая, коэффициенты при а, с и f. Фиг. 4—II.

Для построения положения точки в этой системе пользуются тем свойством, что в случае применения правильного треугольника перпендикуляры, опущенные из фигуративной точки на стороны, противоположные вершинам, к которым

<sup>1)</sup> Для доказательства заметим, что  $QP = \sqrt{2} \frac{Na + K}{Na + K + Ca}$  (по свойству барицентр. коорд.).  $QM = QP \frac{K}{K + Na} = \sqrt{2} \frac{K}{K + Na + Ca}$ ;  $SM = k \sqrt{2}$ , но  $SM = QM - QS$ ; из подобия треугольников NaQS и NaCaR, с одной стороны, и NaCaT и QCaM с другой, найдем  $QS = \sqrt{2} \frac{Ca}{Na + Ca + K}$ , значит  $k \sqrt{2} = \sqrt{2} \frac{K}{Na + K + Ca} - \sqrt{2} \frac{Ca}{Na + K + Ca}$  и след.  $k = \frac{K - Ca}{Na + K + Ca}$ .

приложены соответственно веса  $a$ ,  $c$  и  $f$ , пропорциональны этим весам. Для доказательства (фиг. 4-II) заметим, что по свойству проекции, как барицентрической (т. е. по способу нахождения центра тяжести),  $a : c = CN : AN = MK : ML$  и из подобия  $KA'M$  и  $LMC'$   $MK : ML = MA' : MC'$ , что и надо было доказать. Если при этом принять во внимание, что сумма перпендикуляров, опущенных из какой-либо точки внутри правильного треугольника, постоянна и равна его высоте, то построение фигуративного треугольника Озанна крайне упростится, если высоту его принять равной 20. Так как  $a + c + f = 20$ , то, откладывая непосредственно расстояния  $a$ ,  $c$  и  $f$  от сторон, противоположных вершинам,  $A$ ,  $C$  и  $F$ , мы и получим искомую точку.

Федоров, предлагая выражать состав породы в виде символа  $(abcd)$ , для геометрического изображения его пользуется барицентрическими координатами, принимая за начальные точки вершины правильного тетраэдра. Эта система координат в пространстве имеет много общих свойств с системой Озанна на плоскости. Мы также будем пользоваться барицентрическими координатами в пространстве. Ниже будут рассмотрены главнейшие свойства этой системы.

Кроме применения барицентрических координат, изображение состава породы в виде фигуративной точки применялось и в обычной прямоугольной системе. Так, Иддингс изображал в виде диаграммы изменение характера состава пород, принимая за абсциссы процентное содержание  $SiO_2$  и за ординаты молекулярное отношение  $\frac{K_2O + Na_2O}{SiO_2}$ . Диаграмма эта выражает зависимость изменений в содержании щелочей и кремнекислоты.

Третий тип диаграмм. В этом типе различие в относительных количествах составных частей выражается в виде различной формы некоторой фигуры. Было предложено несколько видов таких диаграмм.

Мишель Леви откладывает различные характеризующие состав породы параметры (см. выше) на прямоугольных осях координат. Соединяя конечные точки, получают два треугольника, выражающие относительные количества силикатных и феррических оснований. Фиг. 4—III.

Бреггер откладывает от одной точки величины молекулярного содержания различных окислов по направлениям, расходящимся из этой точки в разные стороны, как это видно на фиг. 4—IV.

Также в виде фигуры представляет состав Мюгге. При этом он разделит количество глинозема на три части, равные молекулярн. количеств.  $K_2O$ ,  $Na_2O$  и  $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$ . Способ построения диаграмм ясен из рисунка фиг. 4—V.

Как видно, это метод весьма искусственный. Е. С. Федоровым также был предложен способ изображения химического состава породы в виде

фигуры (ломаной линии). В отличие от других аналогичных методов, этот способ позволяет производить при помощи графических построений точные арифметические операции над изображаемым составом пород. Сущность этого способа заключается в следующем. Химический состав выражается в молекулярных процентах. Из точки, принятой за начало, проводим 8 лучей в различных направлениях. Каждое из них отвечает определенному окислу. Затем строим ломаную линию, откладывая последовательно отрезки, параллельные данным лучам. Напр., для плагиоклаза, будем иметь диаграмму, представленную на фиг. 4—VI. Имея такие диаграммы, графически можно решать различные задачи, относящиеся к смешению составов и разложению их на компоненты. Способ этот, однако, не получил широкого применения, и мы не будем останавливаться на деталях.

Четвертый тип диаграмм. Иддингс считает таким комбинацию II и III. Он применяет его в следующем виде. Для каждой породы изображается фигуративная точка в прямоугольных координатах с абсциссой  $\text{SiO}_2$  и ординатой—молекулярным отношением  $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{SiO}_2}$ . В этой точке строится фигура, выражающая отношение остальных окислов, как это представлено на фиг. 4—VII (все железо перечисляется на закись). В такой диаграмме Иддингс изображает состав большого числа составов изверженных пород. Эта сводная диаграмма наглядно выражает некоторые соотношения между окислами, но она почти непригодна для какого-либо количественного решения вопросов химизма горных пород.

Чтобы оценить преимущества того или другого метода графического изображения составов пород, мы должны ясно представить цель применения таких диаграмм. Те задачи, которые встают при изучении химизма горных пород и которые мы пытаемся разрешить сопоставлением химических составов, по самому существу данных, с которыми мы оперируем, суть задачи о количественных соотношениях. Результаты анализа представлены в виде 7 и более отношений окислов, входящих в состав породы. Использовать эти семь отношений мы можем только тогда, когда сумеем применить их для количественных расчетов. Если мы пользуемся геометрическим методом представления состава, то естественно мы должны выбирать тот из способов, который дает возможность применить графические построения вместо количественных расчетов. Расчеты, которые приходится производить при сопоставлении анализов, главным образом, сводятся к сложению и разложению составов. Эта задача чрезвычайно просто и наглядно решается на всех диаграммах в барицентрических координатах. Поэтому эта система координат удовлетворяет первому основному требованию, предъявляемому к диаграмме. Во-вторых, барицентрические диаграммы отличаются вообще своей простотой. Каждому составу

здесь отвечает простейший геометрический элемент—точка, но ведь при сопоставлении составов пород сравниваемыми между собою элементами (единицами) и являются эти составы, взятые каждый в отдельности. Мы, таким образом, выбрав способ изображения, получаем соответствие, с одной стороны, между единицами изучаемой совокупности (отдельными анализами), а с другой—элементами фигуры, представленной на диаграмме—ее точками (фигуративными точками составов). Если такое соответствие однозначно, т. е. каждой определенной точке соответствует один определенный состав и обратно, то определенные свойства фигуры выражают собою соответственные свойства изучаемой совокупности составов пород, изображенных на диаграмме.

Применение диаграмм для изучения каких-либо явлений в природе имеет большое методологическое значение. Ведь в сущности, как говорит Пуанкаре <sup>1)</sup>, «все наши обозначения суть не что иное, как образы, которыми мы заменили действительные объекты, а эти последние природа всегда будет скрывать от нас. 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 заменяем 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 пространства точками на плоскости (проективные точки), и если только выполнено условие однозначного соответствия, то наши заключения, выведенные из рассмотрения свойств проекции, справедливы и для изображаемого пространства. В геометрии мы уже встречаемся и с другого рода однозначным соответствием—гомологичностью, когда точкой изображается неоднородный с нею геометрический элемент—линия, плоскость и т. д. В диаграммах кинематики (напр., 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 состояниями определенных систем и, установив способ однозначного выражения различных состояний системы в виде различных точек диаграммы, мы из геометрических свойств диаграммы можем делать заключения о тех превращениях и изменениях,

<sup>1)</sup> Пуанкаре. „Наука и Гипотеза“.

которые претерпевает система при изменении какого-либо из факторов ее равновесия.

В дальнейшем мы встретимся с этим применением геометрического метода исследования явлений.

Применение диаграмм становится почти необходимым средством исследования, когда приходится иметь дело с эмпирическими данными, получаемыми при изучении сложных явлений, для которых мы лишь из опыта и наблюдения ищем закономерности. Самая сложность явления не дает возможности выразить количественную сторону его в формуле, и в этом случае выражение соотношений между большим числом отдельных измерений величин в виде графики является наиболее удобным средством выяснения связывающих их закономерностей. В петрографии постоянно приходится встречаться с такого рода эмпирическими данными, когда дело идет о вещественном составе пород.

Чтобы в полной мере использовать свойства пространства для построения диаграммы и в тоже время получить наиболее простую диаграмму, мы должны прибегнуть к построению фигуративных точек в обычном трехмерном пространстве, и тем или иным способом построения в пространстве могут быть сведены к графическим операциям на плоскости.

Положение точки в пространстве определяется тремя независимыми переменными. Когда речь идет о составе породы, т. е. об относительном количестве ее составных частей, этими независимыми переменными будут три отношения между четырьмя группами окислов. Мы видели, что в главнейших наиболее распространенных способах изображения химического состава пород в виде формул его характеризуют именно тремя независимыми переменными (два отношения  $RO : R_2O_3 : SiO_2$  и третье  $R_2O : RO$  у Левинсон-Лессинга;  $a : c : f$  и  $S$  — у Озанна;  $(a : b : c : d)$  у Федорова). Такой же способ избрали и мы, несколько видоизменив систему Озанна.

Уже указаны были выше те преимущества, которые имеет барицентрическая система координат. В этой системе особенно просто решается задача о составе смеси, образованной из нескольких компонентов, и обратная задача разложения состава на его компоненты. В горных породах мы имеем агрегаты минералов. Зная их фигуративные точки и фигуративную точку породы, мы, по диаграмме в барицентрических координатах путем проведения плоскостей и прямых линий и определения отношений отрезков прямых, найдем относительные количества минералов, слагающих породу. Довольно сложные арифметические расчеты заменятся простейшими графическими операциями.

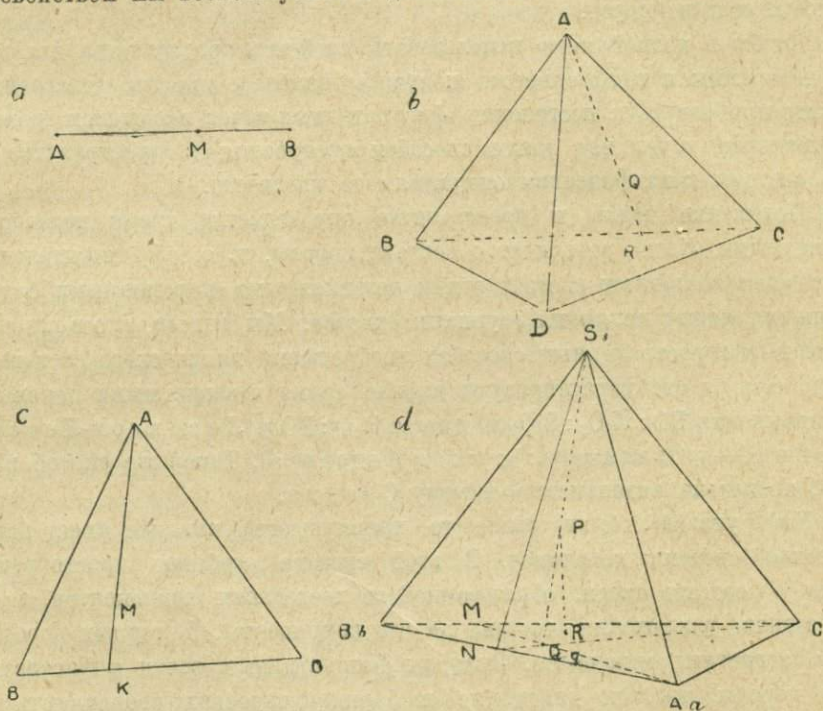
Мы будем пользоваться в дальнейшем изложении диаграммами в барицентрических координатах, применяя их в разнообразных случаях, а потому необходимо предварительно остановиться на некоторых геометрических свойствах их.

*Свойства барицентрических координат (фиг. 5).*

Пусть дан состав нескольких компонентов (двух, трех, четырех). Предварительно заметим такое свойство барицентрических координат, непосредственно вытекающее из способа построения этой системы.

Пусть количества двух компонентов А и В будут соответственно а и b, тогда для смеси М имеем  $MB:MA = a:b$ , откуда  $MB:AB = \frac{a}{a+b}$  и  $MA:AB = \frac{b}{a+b}$  (фиг. 5а).

Подобным же образом для трех компонентов (фиг. 5б)  $MK:AM = a:(b+c)$ , откуда  $MK = AK \frac{a}{a+b+c}$  и для четырех (фиг. 5в)  $QR = AR \frac{a}{a+b+c+d}$ . Этим свойством мы воспользуемся в дальнейшем.



Фиг. 5.

**ФИГУРАТИВНАЯ ТОЧКА В ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ДИАГРАММЕ.**

Положение фигуративной точки дается тремя отношениями:  $(a:c:b:s)$  или, все равно, четырьмя числами а, с, b и s, причем  $a+c+b+s=100$ .

Для нахождения этой точки надо представить, что к начальным 4-м точкам, расположенным не в одной плоскости, напр., в вершинах тетраэдра ACBS приложены соответственно параллельные силы или веса,

равные  $a$ ,  $c$ ,  $b$  и  $s$ , и надо найти точку приложения равнодействующей этих сил (или центр тяжести системы) (фиг. 5d).

1. Пусть искомая точка  $P$ , соединяя  $S$  и  $P$ , вес, приложенный к  $P$  и равный  $a + c + b + s$ , разложим на два  $s$  и  $a + b + c$ . Очевидно,  $PS:PQ = (a + c + b):s$ . Вес  $q$  разложится на два:  $a$  и  $b + c$ , причем  $QA:MQ = (b + c):a$  и, наконец,  $b + c$  разложится на два  $b$  и  $c$ , причем  $BM:MC = c:b$ .

Отсюда видим, что проводя плоскость через ребро и точку, мы эту плоскостью рассекаем противоположное ребро в отношении, обратном весам (параметрам), отвечающим концам этого последнего ребра. Проводя прямую через вершину и точку, мы на грани, противоположной вершине, получаем проекцию точки, определяющуюся центром тяжести весов, равных параметрам, отвечающим остальным трем вершинам. Заметим, что это построение справедливо, если за начальные точки возьмем любые 4 точки, не лежащие в одной плоскости. Обратным построением мы можем найти  $P$  по данной числовой характеристике ( $a\ c\ b\ s$ ).

2. Из отношения  $PS:PQ = (a + c + b):s$  (фиг. 5d) вытекает  $s:(a + c + b + s) = PQ:QS$ . Если начальные точки — вершины правильного тетраэдра, то  $QP:QS = h_s:H$ , где  $H$  высота тетраэдра, а  $h_s$  величина  $PR$  перпендикуляра, опущенного из точки  $P$  на грань, противоположную вершине  $S$ . Из двух написанных выше уравнений следует, что  $s:(a + c + b + s) = h_s:H$  или  $h_s = s \frac{H}{a + c + b + s}$ , т. е. длина перпендикуляра на грань

тетраэдра из фигуративной точки пропорциональна параметру, отвечающему противоположной вершине. Если выбрать масштаб построения так, чтобы  $H = 100$ , то  $h_s = s$ . Понятно, что эта теорема справедлива только для правильных тетраэдров, и ею для определения положения точки  $P$  можно пользоваться только в этом случае.

**Примечание.** Заметим попутно, что  $h_s + h_a + h_c + h_b = H$ , т. е. сумма перпендикуляров, опущенных из точки внутри тетраэдра на его грани, равна высоте его.

#### ПРЯМЫЕ ЛИНИИ ДИАГРАММЫ.

1. Фигуративная точка смеси двух компонентов. Пусть даны два состава  $(a_1\ c_1\ b_1\ s_1)$  и  $(a_2\ c_2\ b_2\ s_2)$  в относительных количествах  $x$  и  $y$ , причем  $x + y = 1$ . Числовая характеристика смеси пусть  $(a\ c\ b\ s)$ . Выразим связь между всеми этими величинами и найдем взаимное расположение фигуративных точек. Из задания 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 точка  $P(a\ c\ b\ s)$  приложения равнодействующей двух данных сил будет лежать на линии  $P_1P_2$ , так что  $P_2P:P_1P = x:y$ . Отношение же  $x:y$  опре-

делится из любой пары выше написанных 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  $-\frac{y}{x} = \frac{a - a_1}{a - a_2}$  и т. д.

2. Если в этих равенствах

$$\frac{a - a_1}{a - a_2} = \frac{c - c_1}{c - c_2} = \frac{b - b_1}{b - b_2} = \frac{s - s_1}{s - s_2}$$

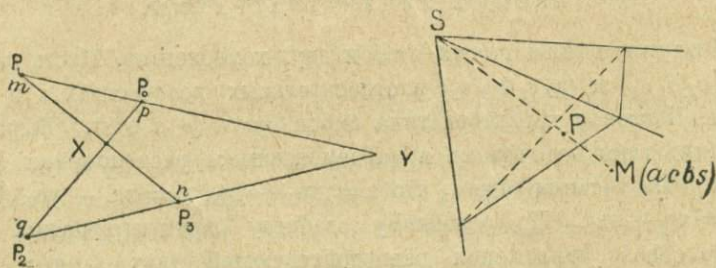
величина отношений  $\left(-\frac{y}{x}\right)$  неопределенно меняется, то параметры  $a, c, b, s$ , меняясь по величине, остаются при соблюдении написанных равенств, все же такими, что соответствующие им фигуративные точки лежат на одной прямой. Система этих трех равенств является таким образом уравнением и прямой, проходящей через точки  $P_1$  и  $P_2$ .

Иначе это условие можно представить в виде детерминанта:

$$\begin{vmatrix} a_1 & c_1 & b_1 & s_1 \\ a_2 & c_2 & b_2 & s_2 \end{vmatrix} = 0.$$

#### ПЛОСКОСТИ ДИАГРАММЫ.

1. Уравнение плоскости, проходящей через три точки. Пусть даны три точки  $P_1(a_1 c_1 b_1 s_1)$ ,  $P_2(a_2 c_2 b_2 s_2)$ ,  $P_3(a_3 c_3 b_3 s_3)$ . Возьмем произвольную четвертую точку  $P_0(a c b s)$  в той же плоскости. Фиг. 6 слева.



Фиг. 6.

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 (см. фиг. 6, чертеж слева) по предыдущему

$$\begin{array}{ll} a_x = na_3 + ma_1 & \text{а с другой стороны } a_x = pa_2 + qa \\ c_x = na_3 + mc_1 & c_x = pc_2 + qc \\ b_x = nb_3 + mb_1 & b_x = pb_2 + qb \\ s_x = ns_2 + ms_1 & s_x = ps_2 + qs \end{array}$$

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 и  $q, m, p$  и  $n$ , но при этом они должны удовлетворять выше написанной 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  $P_2$  и  $P_3$ .

Разлагая детерминант на миноры, заменим это выражение таким:

$$aA + cC + bB + sS = 0.$$

Числа  $A, C, B, S$  служат параметрами плоскости, которую обозначим символом  $(A C B S)$ .

Задача, с которою прежде всего приходится встречаться при сопоставлении составов разных пород, заключается в том, чтобы определить состав смеси нескольких компонентов или разложить данный состав на компоненты.

При принятом геометрическом представлении эта задача сводится к нахождению центра тяжести системы нескольких весов и разложению общего веса их на несколько слагаемых, иначе к сложению и разложению параллельных сил. Геометрическое решение этой задачи не представляет затруднений. Из принятого способа представлений вытекают следующие геометрические усло-

вия возможности сложения компонентов в смесь и разложения 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 в плоскости, проходящей через их фигуративные точки и притом внутри треугольника, вершинами которого эти три точки служат.

3. Фигуративная точка смеси четырех компонентов расположена внутри сфеноэдра, в вершинах которого находятся фигуративные точки компонентов.

Аналитические выражения уравнений линии и плоскости приведены выше. Если  $(a_1 \ c_1 \ b_1 \ s_1)$ ,  $(a_2 \ c_2 \ b_2 \ s_2)$  и т. п. числовые характеристики компонентов и  $(a \ c \ b \ s)$  — 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  $(xa_1 + ya_2; xc_1 + yc_2; xb_1 + yb_2; xs_1 + ys)$  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  $(a_1 \ c_1 \ b_1 \ s_1)$  и  $(a_2 \ c_2 \ b_2 \ s_2)$  лежат в этой плоскости.

Если прямая не лежит в плоскости, а пересекается с нею, то равенство

$$A(xa_1 + ya_2) + C(xc_1 + yc_2) + \dots = 0$$

удовлетворяется только при определенном значении  $y/x$ , 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.

После этих замечаний обратимся к сложению в смесь нескольких компонентов и разложению смеси на отдельные слагающие компоненты. Пара-

метры смеси (а с b s) компонентов (а<sub>1</sub> с<sub>1</sub> b<sub>1</sub> s<sub>1</sub>), (а<sub>2</sub> с<sub>2</sub> b<sub>2</sub> s<sub>2</sub>) и т. д., соответствующие им количества x, y и т. д., причем сумма  $x + y + \dots = 1$ . Очевидно имеем:

1. Для двух компонентов (см. выше):

$$\frac{a - a_1}{a - a_2} = \frac{c - c_1}{c - c_2} = \frac{b - b_1}{b - b_2} = \frac{s - s_1}{s - s_2} = -\frac{y}{x}.$$

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 (а с b s) лежит в плоскости (А С В S), 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  $\Delta$ . Заметим, что в уравнении  $aA + cC + bB + sS = \Delta$  некоторые из коэффициентов А, С, В, S отрицательны (иначе это выражение не может равняться небольшой, но не равной нулю величине  $\Delta$ ); пусть  $S < 0$ , и равенство имеет вид  $aA + cC + bB - sS = \Delta$ .

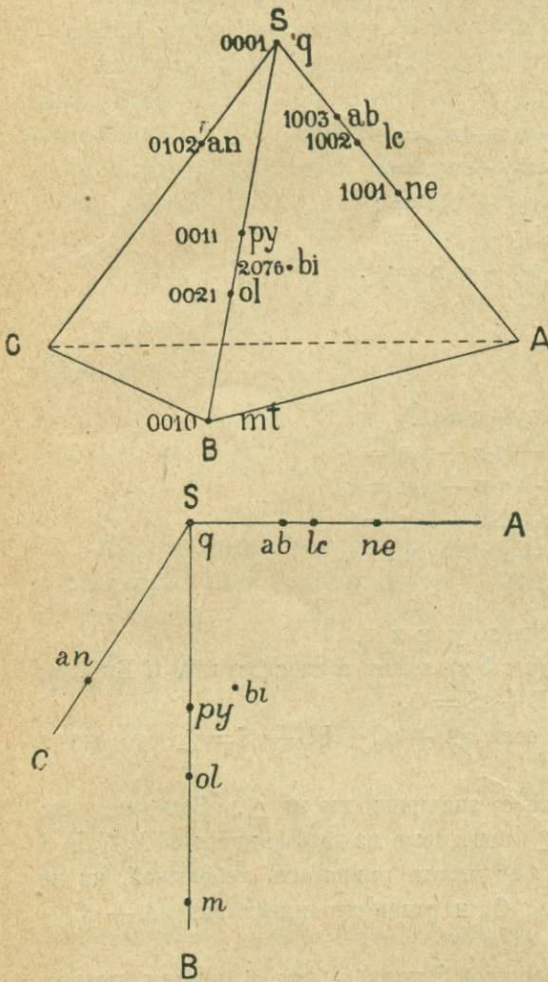
Соединим точку М (а с b s) с вершиной S прямой (фиг. 6, чертеж справа). Пусть точка пересечения этой прямой с данной плоскостью (А С В S) будет Р. Мы раньше нашли выражение для точки пересечения прямой с плоскостью в такой форме:

$$-\frac{x}{y} = \frac{Aa_1 + Cc_1 + Bb_1 + Ss_1}{Aa_2 + Cc_2 + Bb_2 + Ss_2}.$$

Соединив точку  $M$  ( $a c b s$ ) с  $S$ , мы получаем прямую, проходящую через точку ( $a c b s$ ) и  $(0.0.0.100)$ , подставляя в выше написанное равенство имеем:

$$-\frac{x}{y} = \frac{\Delta}{S \cdot 100} \text{ или } -100 \frac{x}{y} = \frac{\Delta}{S}, \text{ где } -\frac{x}{y} = \frac{PM}{SP}.$$

Для изображения состава, выраженного в виде трех отношений параметров числовой характеристики ( $a c b s$ ), прежде всего можно воспользо-



Фиг. 7.

ваться тетраэдрической системой барицентрических координат. На фиг. 7 сверху изображено, как в этом случае будут расположены фигуративные точки идеальных (нормативных) породообразующих минералов:  $q$  — кварц;  $ab$  — альбит, также ортоклаз;  $lc$  — лейцит;  $ne$  — нефелин;  $an$  — анортит;  $py$  — пироксен (или амфибол);  $bi$  — биотит;  $ol$  — оливин;  $mt$  — магнетит. Цифры около этих точек представляют числовые характеристики составов соответствующих минералов.

Тетраэдрическую систему, как это было указано Е. С. Федоровым, можно заменить многими другими системами барицентрических координат. Для этого вместо вершины тетраэдра можно взять любые четыре точки, не лежащие в одной плоскости, и принять их за точки приложения слагающих весов, пропорциональных параметрам числовой характеристики. Фигуративная точка смеси найдется, как центр тяжести так же однозначно, как и в тетраэдрической системе. Можно преобразование тетраэдрической системы произвести в более общем случае

и таким образом: взять любые четыре точки в тетраэдре, не лежащие в одной плоскости, и принять однозначное соответствие их с произвольными, но также не лежащими в одной плоскости точками пространства, и тогда однозначно

выведутся все остальные точки новой системы. Из всех таких преобразований применялось Е. С. Федоровым такое, когда две из вершин тетраэдра делаются бесконечно удаленными, а противоположные им грани—взаимно перпендикулярными. Эшер применял призматическую проекцию для изображения составов по Озанну. Эта проекция получается преобразованием тетраэдра, при котором одна из вершин удаляется в бесконечность.

Мы будем пользоваться системой, которая также может быть получена преобразованием тетраэдра, как это тоже отмечалось Е. С. Федоровым. В этом случае берем три взаимно перпендикулярные оси координат и за точки приложения слагающих весов  $a$ ,  $c$ ,  $b$ ,  $s$  примем начало координат и три точки на осях координат в равных расстояниях от начала. Для изображения состава, выраженного принятой нами числовою характеристикю  $(a\ c\ b\ s)$ , мы будем в начале координат прилагать вес  $s$ , а в точках на осях  $a$ ,  $c$ ,  $b$ . Длину отрезков осей примем равной  $SA = SC = SB = 100 = a + c + b + s$ .

Такой способ изображения обладает одним важным свойством. Это свойство можно вывести, пользуясь формулой статики, связывающей координаты  $x$ ,  $y$ ,  $z$  точки приложения равнодействующей параллельных сил с координатами  $\xi$ ,  $\eta$ ,  $\zeta$ , точек приложения слагающих. Эта формула выражает условие равенства моментов сил относительно координатных плоскостей  $x\ \Sigma\ p = \Sigma(p\ \xi)$ . В нашем случае, беря моменты относительно  $CSB$ ,  $\xi$  для  $a=100$ , для  $c$ ,  $b$  и  $s$  они  $=0$ , стало быть  $x(a + c + b + s) = 100 \cdot a + 0 \cdot c + 0 \cdot b + 0 \cdot s$ , но  $a + c + b + s = 100$ , следовательно,  $x = a$  и подобным же образом  $y = c$  и т. д.

Точки пространственной диаграммы можно изобразить на плоскости в виде параллельных векторов. Для этого, как известно, надо взять проекции точек на плоскость проекций, т. е. основания перпендикуляров, опущенных из точек на эту плоскость, и из проекций точек в плоскости проекций надо построить векторы, расположенные в одинаковом направлении (параллельно), имеющие длину, равную расстоянию точек от плоскости проекции. Иначе, можно получить систему параллельных векторов, вращая перпендикуляры, опущенные из точек на плоскость проекций около их оснований так, чтобы они все время оставались себе параллельными, и наконец при этом вращении совпали с плоскостью проекций. Длину параллельных векторов можно откладывать или в том же масштабе, в котором построена проекция точек на плоскости, или в любом другом масштабе.

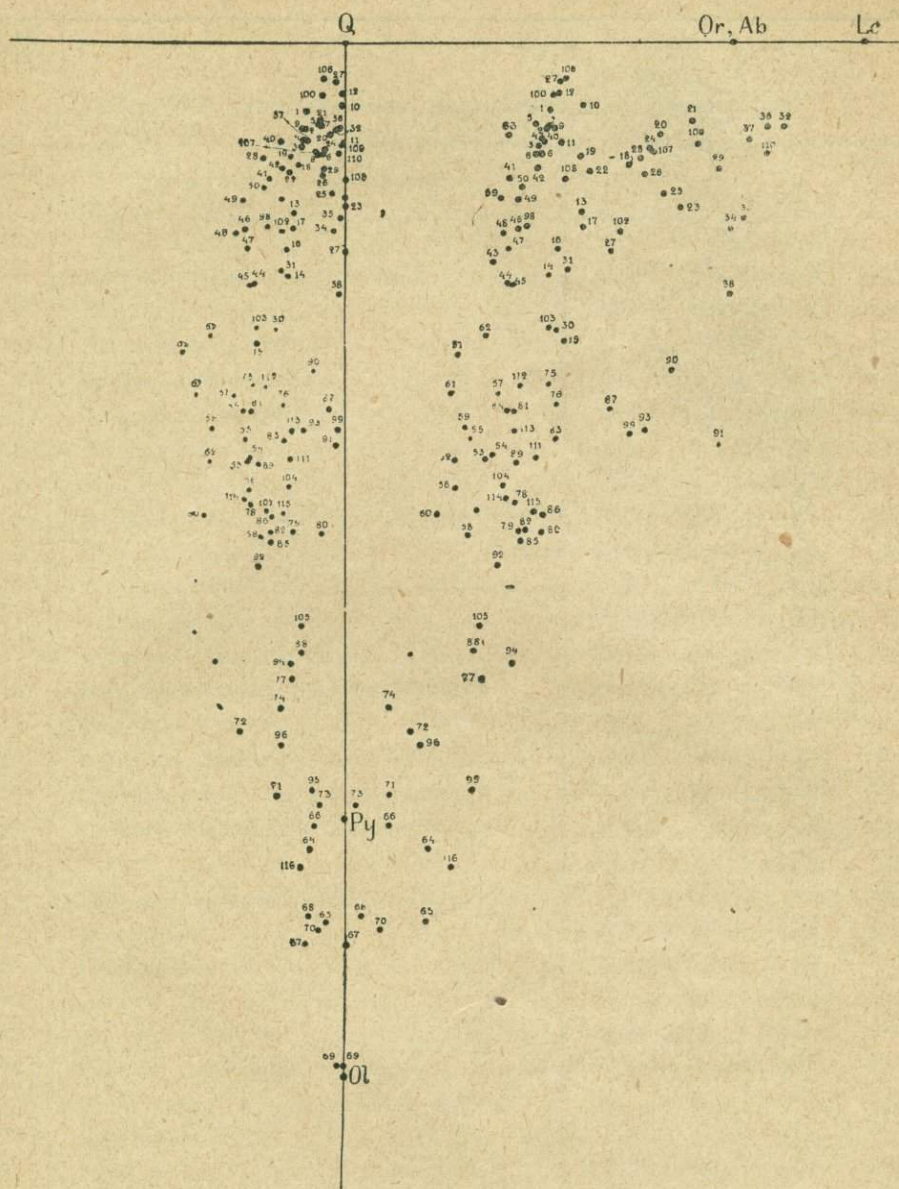
Очевидно, что проекция точек параллельными векторами тождественна с аксонометрической проекцией перпендикуляров из точек на плоскость изображения, причем в этой проекции по двум осям масштабы равны, и угол между этими осями равен  $90^\circ$ . Это наиболее простой случай (так наз., кавалерийская перспектива) наглядного изображения точек в пространстве. Таким образом наглядность достигается одновременно с другими геометрическими преимуществами этого способа.

Фигуративные точки породообразующих минералов идеального состава, т. е. кварц  $\text{SiO}_2$   $q$  — (0001), альбит  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  и ортоклаз  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$   $ab$  — (1003), анортит  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$   $an$  — (0102), пироксены и амфиболы  $\text{RO.SiO}_2$   $py$  — (0011), эгирин и соответственные щелочные амфиболы тоже  $py$  — (0011), оливин  $l$  — (0021), слюда  $bi$  (2076) и магнетит  $mt$  (0010) в рассматриваемой проекции представлены и на фиг. 7 ввизу.

Как видим, за исключением биотита, фигуративные точки всех минералов помещаются на осях такой пространственной диаграммы. Для биотита имеем точку на плоскости  $SAB$ . Линия плагиоклазов лежит на  $SCA$ . Эти особенности чрезвычайно упрощают различные графические операции. Совершенно ясно, что фигуративные точки горных пород, представляющих смеси минералов, должны лежать между началом координат и плоскостью, проходящей через наиболее удаленные от нее фигуративные точки минералов  $pe$ ,  $an$ ,  $mt$ . Это дает возможность ограничиться половиной диаграммы. Из параметров числовой характеристики пород ( $a$  с  $b$   $s$ ) наименьшее значение, вообще говоря, имеет  $s$ . Поэтому изображение точек пространственной диаграммы удобнее производить, проектируя их на плоскости  $A$   $S$   $B$ .

На фиг. 8 представлены фигуративные точки средних составов типичных пород по Дэли, числовые характеристики которых даны в таблице на стр. 63—65. Нужно заметить, что не все породы разнообразного состава одинаково распространены. Поэтому распределение фигуративных точек на диаграмме не вполне отражает особенности разнообразных пород.

На фиг. 9 нанесены приблизительно фигуративные точки около тысячи пород в проекции на плоскость  $SAB$ . Видна приблизительно относительная распространенность различных типов. Из сравнения двух последних рисунков ясно, что фигуративные точки пород: 1) не занимают всего пространства между точками  $q$ ,  $pe$ ,  $an$ ,  $mt$  и 2) неравномерно его выполняют. Это указывает, что существуют определенные общие закономерности в изменении состава разнообразных изверженных пород. Мы видим, что распространение фигуративных точек довольно резко ограничено со стороны, обращенной к ребру  $SB$ . Мы имеем искусственно получаемые сплавы  $\text{MgSiO}_3$  и  $\text{SiO}_2$ , где эти составные части присутствуют во всевозможных отношениях между собою, и эти сплавы искусственно могут быть закристаллизованы в смесь минералов, из которых каждый встречается в горных породах; но в естественных изверженных породах мы в таком сочетании их не встречаем. Не существуют кварцевые пироксениты. От точки  $py$  к  $q$  мы можем в естественных породах перейти не по прямой, но лишь по некоторой кривой линии. Мы видим далее, что с приближением к  $S$  мы в то же время все более и более уклоняемся в сторону  $A$ . Мы можем заметить, что наибольшее удаление фигуративных точек от плоскости  $SAB$  обнаруживается в средней части занятого ими пространства. Наконец, мы можем заметить определенное сгущивание точек в части, обращенной к  $SB$ , — как раз там, где проходит наиболее резкая граница занятой



Фиг. 8.

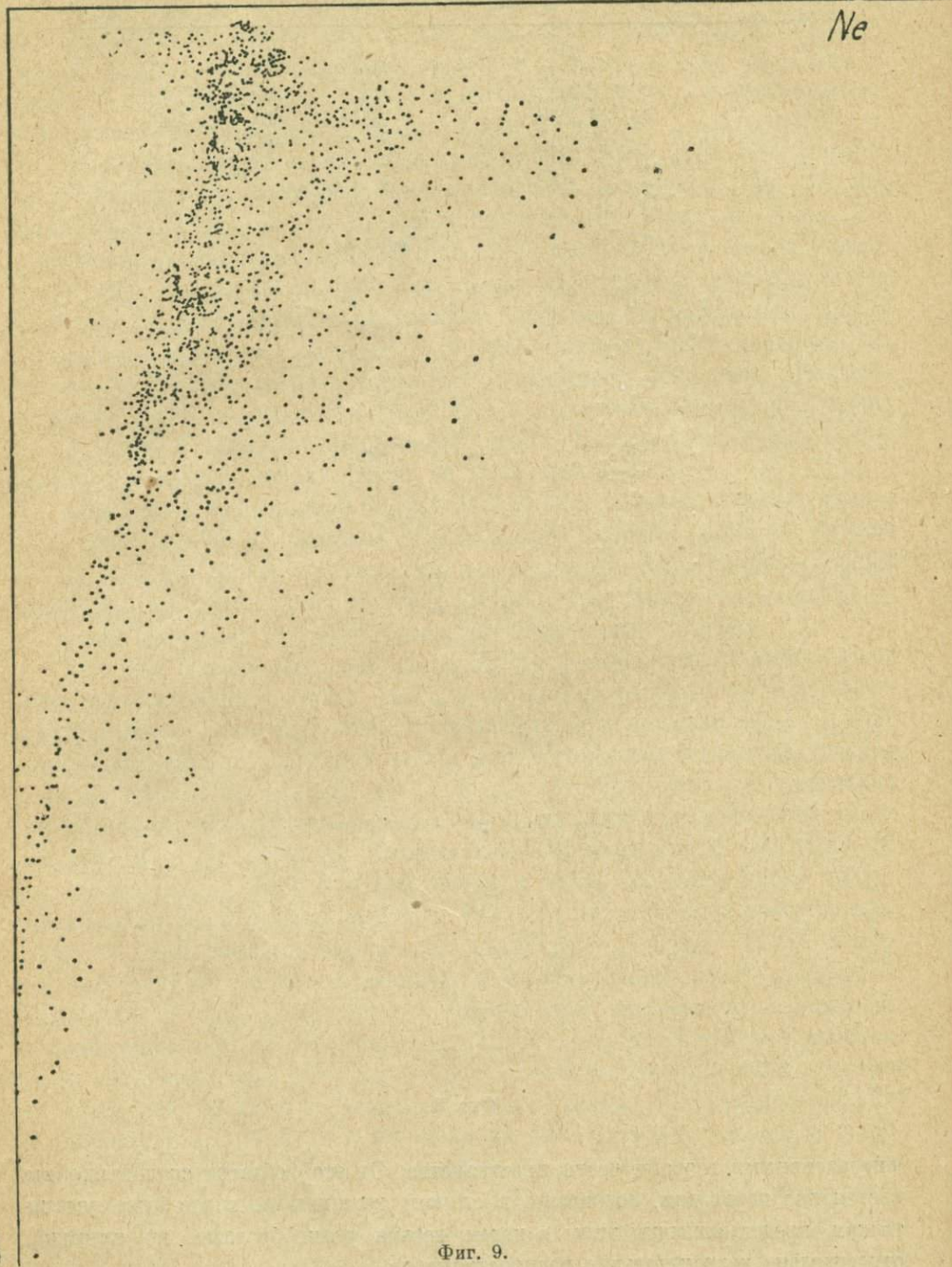
фигуративными точками части пространства. От этой области сгущения мы постепенно переходим, подвигаясь в сторону вершины  $A$ , к все более редким точкам, представляющим типы в целом весьма разнообразные, но имеющие относительно незначительное распространение.

S

Or-Ab

A

Ne



Ol  
B

Фиг. 9.

## Т А Б Л И Ц А.

Числовые характеристики средних составов горных пород.

№ № фиг. 8	Название породы	a	c	b	s
1	Докембрийские граниты . . . . .	13,4	2,3	4,3	80,0
2	Шведские граниты . . . . .	13,2	2,5	5,4	78,9
3	Послекембр. граниты . . . . .	12,7	2,6	6,6	78,1
4	Граниты всех периодов . . . . .	12,9	2,6	6,1	78,4
5	Липариты и риолиты . . . . .	12,5	1,6	5,2	80,7
6	Липариты (по автор.) . . . . .	12,8	1,3	7,1	78,8
7	Риолиты (по автор.) . . . . .	13,3	1,7	5,3	78,7
8	Кварцевые порфиры . . . . .	12,5	1,5	7,1	78,9
9	Щел.-зем. граниты . . . . .	13,6	2,6	5,4	78,4
10	Щелочн. граниты . . . . .	15,5	0,2	4,1	80,2
11	Комендиты . . . . .	14,1	0,0	6,4	79,5
12	Кварцевые кератофиры . . . . .	13,9	1,0	3,2	81,9
13	Роговообманковые сиениты (не щел.) . . . . .	15,4	3,2	10,9	70,5
14	Слюдаые сиениты . . . . .	13,3	3,6	15,0	68,1
15	Авгитовые сиениты . . . . .	14,2	5,6	19,2	61,0
16	Сиениты средн., тип щелочно-зем. . . . .	14,8	3,7	13,3	68,2
17	Сиениты вообще (вкл. щелочн.) . . . . .	15,4	3,2	11,9	69,5
18	Трахиты . . . . .	18,5	2,8	7,8	70,9
19	Щел.-зем. трахиты . . . . .	15,3	3,4	7,3	74,0
20	Нордмаркит . . . . .	20,6	0,8	5,8	72,8
21	Пуласкит . . . . .	22,6	1,5	4,9	71,0
22	Акерит . . . . .	15,9	3,5	8,3	72,3
23	Умптекит . . . . .	21,9	0,0	10,5	67,6
24	Среднее из щелочн. сиенитов . . . . .	19,8	1,2	6,8	72,2
25	Щел. трахит . . . . .	20,7	0,6	9,7	69,0
26	Кератофир . . . . .	19,5	1,3	8,5	70,7
27	Пантеллерит . . . . .	17,3	0,0	13,4	69,3
28	Лаурвикит . . . . .	19,3	5,2	7,4	68,1
29	Ромбен-порфир . . . . .	24,4	1,2	8,1	66,3
30	Монцонит . . . . .	13,7	4,2	18,5	63,6
31	Латит . . . . .	14,4	4,0	14,7	66,9
32	Фояит . . . . .	28,6	0,4	5,4	65,6
33	Уртит . . . . .	37,5	0,0	9,9	52,6

№ № фиг. 8	П а з в а н и е п о р о д ы	a	c	b	s
34	Лаурдалит . . . . .	25,2	0,6	12,1	62,1
35	Нефелиновые сиениты . . . . .	26,0	0,3	11,2	62,5
36	" фонолиты. . . . .	27,5	0,3	5,4	66,8
37	Лейцитовый фонолиты . . . . .	26,4	2,3	6,2	65,1
38	Лейцитифир . . . . .	25,1	0,3	16,2	58,4
39	Тоналит . . . . .	10,2	4,0	10,0	75,8
40	Кварцевый монзонит . . . . .	13,0	4,0	6,3	76,7
41	Гранодиориты . . . . .	11,8	4,7	8,7	74,8
42	Дациты. . . . .	12,6	3,9	8,0	75,5
43	Кварцевые диориты. . . . .	9,6	6,5	14,2	69,7
44	Диориты (включая кварцев) . . . . .	10,5	5,8	15,5	68,2
45	Диорит бескварцевый . . . . .	10,9	6,1	15,6	67,4
46	Все андезиты. . . . .	11,2	6,4	11,9	70,5
47	Авгитовый андезит . . . . .	11,6	6,3	13,3	68,8
48	Гиперстеновый андезит . . . . .	10,2	6,9	12,2	70,7
49	Амфиболовый андезит. . . . .	11,3	6,5	10,1	72,0
50	Слюдяной андезит . . . . .	11,6	5,1	9,3	74,0
51	Все нориты . . . . .	7,3	10,4	22,2	60,1
52	Все габбро. . . . .	7,1	8,7	26,9	57,3
53	Все базальты. . . . .	9,2	6,1	26,8	57,9
54	Базальты (по автор.) . . . . .	9,5	6,1	26,6	57,8
55	Диабазы . . . . .	8,2	6,4	25,6	59,8
56	Оливиновый диабаз . . . . .	7,1	6,1	28,7	58,1
57	Мелафир . . . . .	10,0	7,1	22,6	60,3
58	Долерит . . . . .	8,0	5,4	30,4	56,2
59	Габбро без оливина. . . . .	7,9	8,6	24,8	58,8
60	Оливиновое габбро . . . . .	6,0	9,1	30,3	54,6
61	Норит без олив. . . . .	6,9	9,6	22,6	60,9
62	Норит оливинов. . . . .	9,1	8,5	18,9	63,5
63	Анортозит . . . . .	10,6	16,7	5,8	66,9
64	Слюдяной перидотит . . . . .	5,4	2,2	60,0	40,4
65	Амфиболовый перидотит . . . . .	5,3	1,1	56,6	37,0
66	Верлит. . . . .	2,8	1,9	50,4	44,9
67	Гарцбургит. . . . .	0,0	2,5	58,0	39,5
68	Лерцолит. . . . .	2,2	2,3	55,6	39,5
69	Дунит . . . . .	0,0	0,4	66,0	33,6
70	Все перидотиты. . . . .	2,2	1,6	56,8	39,4
71	Пикрит. . . . .	3,0	4,4	48,4	44,2

№ № фиг. 8	Название породы	a	c	b	s
72	Вебстерит . . . . .	4,3	6,8	44,4	44,5
73	Пироксенит не щел. ряда . . . . .	0,7	1,7	49,1	48,5
74	Пироксенит щелочного ряда . . . . .	2,9	4,1	43,0	50,0
75	Эссексит . . . . .	13,2	5,8	22,1	58,9
76	Трахидолерит . . . . .	13,8	3,9	23,3	59,0
77	Лимбургит . . . . .	8,9	3,3	41,1	46,7
78	Авгитит . . . . .	11,1	6,0	29,6	53,3
79	Тералит . . . . .	12,5	3,2	31,4	52,9
80	Шонкинит . . . . .	12,8	1,4	31,5	54,3
81	Все тефриты . . . . .	11,7	6,0	23,7	59,2
82	Все базаниты . . . . .	11,8	4,7	31,4	52,1
83	Нефелиновый тефрит . . . . .	13,3	3,8	25,6	57,3
84	Лейцитовый тефрит . . . . .	10,6	6,5	23,7	59,2
85	Нефелиновый базанит . . . . .	11,5	4,7	32,0	51,8
86	Лейцитовый базанит . . . . .	12,9	4,5	30,4	52,2
87	Фергусит . . . . .	17,3	0,9	23,7	58,1
88	Миссурит . . . . .	8,4	2,7	39,3	49,6
89	Лейцитовый базальт . . . . .	11,1	5,6	27,1	56,2
90	Лейцитит . . . . .	21,4	1,9	21,2	55,5
91	Ийолит . . . . .	24,3	0,4	25,9	49,4
92	Бекинкинит . . . . .	9,3	4,6	38,2	48,1
93	Нефелинит . . . . .	19,6	2,6	24,9	52,9
94	Нефелиновый базальт . . . . .	10,9	3,4	40,1	45,3
95	Мелилитово-нефелиновый базальт . . . . .	8,4	2,0	48,2	41,4
96	Мелилитовый базальт . . . . .	5,0	4,0	45,3	45,7
97	Аляскит . . . . .	14,0	0,5	2,5	83,0
98	Диорит (Electric Peak) . . . . .	11,8	4,8	11,8	71,6
99	Малиньит . . . . .	18,6	0,3	25,1	56,0
100	Риолит (Yellowstone Park) . . . . .	13,5	1,4	3,4	81,7
101	Базальт Гавайских остр. . . . .	8,5	5,0	30,0	56,5
102	Банакит . . . . .	18,0	4,0	12,1	65,9
103	Шошонит . . . . .	13,2	5,6	18,4	62,8
104	Абсарокит . . . . .	10,3	3,5	28,5	57,7
105	Лейцитовый абсарокит . . . . .	8,8	2,7	37,5	51,0
106	Гранит-аплит . . . . .	14,4	1,3	2,3	82,0
107	Бостонит . . . . .	20,1	1,8	6,9	71,2
108	Грорудит . . . . .	14,5	0,0	8,7	76,8
109	Сельвсбергит . . . . .	23,0	0,1	6,4	70,5

№ № фиг. 8	Название породы	a	c	b	s
110	Тингуаит . . . . .	27,5	0,3	7,3	64,9
111	Минетта . . . . .	12,4	3,4	26,7	57,5
112	Керсантит . . . . .	11,4	5,0	22,2	61,4
113	Вогезит . . . . .	11,1	4,3	24,9	59,7
114	Камптонит . . . . .	10,5	6,4	29,3	53,8
115	Мончикит . . . . .	12,2	3,9	30,2	53,7
116	Альеит . . . . .	6,9	2,8	53,0	37,3

Указываемые особенности такой сводной диаграммы могут быть объяснены лишь теми законами дифференциации, которыми вызывается разнообразие горных пород. Основные положения этих закономерностей теперь уже установлены, и мы дальше увидим, как они отражаются в особенностях нашей диаграммы. Суммарная диаграмма для всех пород дает лишь общее представление о разнообразии их химического состава. В природе мы встречаем изверженные горные породы в определенных ассоциациях, образующих, так называемые, петрографические формации. Химические составы пород, принадлежащих к каждой из этих формаций, образуют совокупность точек, соединяя которые в определенном порядке (напр., в хронологическом порядке образования или непосредственно соединяя ближайшие точки диаграммы), получим кривые, форма и расположение которых может характеризовать собою петрохимические особенности каждой из формаций. Каждая такая кривая заменяет собою вариационную диаграмму Харкера (стр. 45).

Выражая состав породы числовою характеристикю (a c b s), мы оставляем в стороне отношения  $K_2O:Na_2O$  и  $CaO:MgO:FeO$ . Не выражаются эти особенности числовой характеристики и на диаграмме, описанной выше. Но легко ввести изображения этих дополнительных коэффициентов, напр., в виде вектора при проекциях точек диаграммы на плоскости ABS, подобно тому, как мы векторами изображаем относительное количество  $CaAl_2O_4$ . Останавливаясь подробнее на этом мы не будем.

## ЧАСТЬ II.

### Физико-химические процессы, происходящие при кристаллизации магм.

Процессы, происходящие в огненно-жидкой магме при образовании изверженных горных пород,—это только одно из проявлений той эволюции земного шара, которая выражается всей совокупностью эндогенных геологических явлений, и есть следствие постепенного, но неуклонного остывания нашей планеты.

Прежде всего это есть процесс физико-химический, и, как таковой, он подчиняется общим законам, управляющим ими. Все превращения, которые совершаются в магматическом резервуаре, образующем впоследствии массу горной породы, обусловлены тем запасом энергии, который вынесен этой магмой из недр внутреннего вулканического очага. В рассматриваемой массе расплавленной магмы мы должны видеть систему, обладающую некоторым запасом энергии. За счет этого запаса и происходит ряд превращений, составляющих в совокупности явления дифференциации и кристаллизации.

#### О термодинамическом потенциале.

Если полный запас внутренней энергии— $E$ , давление— $p$ , температура— $T$ , объем системы— $V$ , то эта система обладает энергией  $E + pV$  (внутренней + объемной), но, однако, не весь этот запас может быть истрачен при указанных превращениях. Некоторое количество теплоты, сообщенной системе, не может быть получено обратно в форме работы, т. е. в той форме, которая необходима для того, чтобы произвести упомянутые превращения. Система как-бы обладает некоторою «емкостью» для тепла, пропадающего в нем безвозвратно. Это выражение закона энтропии. Поэтому, обозначая эту емкость через  $S$ , она называется энтропией,—получим такое выражение для того запаса энергии, который представляет способность системы к превращениям:  $Z = E - TS + pV$ .

Эта величина  $Z$  называется «термодинамическим потенциалом».

При тех превращениях, с которыми мы имеем дело, запас энергии не увеличивается; наоборот, он расходуется при превращениях или остается неизменным, когда они не происходят. Таким образом условие равновесия и возможности превращений в системе выражаются в таком виде:  $(dZ)_{T,p} \leq 0$ .

Если построить диаграмму потенциалов для различных состояний системы, то точки, отвечающие максимальным значениям  $Z$ , будут соответствовать неустойчивым ее состояниям, точки, где  $Z$  достигает минимальных значений—устойчивым. Зная потенциал системы в различных состояниях, можно судить о направлении превращений в ней, о равновесии и т. д.

Причины, вызывающие превращения в физико-химической системе,—изменение химического состава и физических условий давления и температуры. В петрогенезисе и те, и другие причины играют большую роль. К первой категории относятся такие явления, как вплавление масс вмещающих пород; частью также потеря газов магмой при остывании, хотя это в свою очередь зависит от изменений давления и температуры. О значении давления и особенно температуры излишне говорить. Это—главные факторы при образовании изверженной горной породы.

Каждое состояние той системы, которую предстоит изучить,—магмы—характеризуется: 1) химическим составом и 2) физическим строением тех механически разделимых частей, из которых она состоит. Эти части называются фазами. Под влиянием причин, вызывающих превращения, в системе одни фазы исчезают, на смену им являются новые. Главную задачу изучения этих превращений будет определение границ существования фаз в зависимости от температуры, давления и состава. В основу этого должно быть положено то представление о равновесии в зависимости от изменения термодинамическом потенциале, которое было указано выше.

При изменении фаз меняется их физическое состояние или химический состав и, наконец, и то, и другое. Изменение состава фаз сводится к переходу из состава одной фазы в состав другой некоторых частей их, которые остаются при процессе постоянными—являются, так сказать, индивидами во всех превращениях. Эти «индивиды» и называют «компонентами». Термодинамические потенциалы разных фаз вообще могут быть или одинаковы, или различны. Так как количество вещества в фазе может быть различно, то состояние фазы может быть определено величиной  $\zeta$ —термодинамическим потенциалом, отнесенным к количеству вещества, равному единице  $\zeta = \frac{Z}{M}$ . Если

даны  $\zeta$  для различных фаз системы, то нетрудно найти  $\zeta_0$  самой системы. В самом деле общий термодинамический потенциал всей системы  $Z_0 = \sum Z$  или  $Z_0 = \sum M\zeta$ . Называя общую массу системы  $W$ , имеем  $W = \sum M$

$$\zeta_0 = \frac{Z_0}{W} = \frac{\sum M\zeta}{\sum M}.$$

Термодинамический потенциал системы, а также потенциал отдельных фаз суть функции факторов равновесия, т. е.  $T$ ,  $p$  и концентраций компонентов в каждой из фаз, образующих систему. С их изменением меняется и величина потенциалов.

Если при превращении в системы количество какого-нибудь компонента в фазе (1), бывшее  $X'_k$ , изменяется на  $dX'_k$ , то потенциал фазы (1) изменяется на

$$\frac{\partial Z_1}{\partial X'_k} dX'_k.$$

Заметим, что  $X'_k$  количество компонента  $k$  в фазе (1, равно  $X'_k = M_1 x'_k$ , где  $M_1$ —количество фазы (1) и  $x'_k$ —концентрация компонента  $k$  в этой фазе.

Всякое превращение в системе сводится к тому, что из одной фазы некоторое количество компонентов одного или нескольких переходит в другую фазу. Количество  $dX'_k$  переходит в какую-нибудь другую фазу (2). Ее потенциал изменится при этом на

$$\frac{\partial Z_2}{\partial X''_k} dX''_k = \frac{\partial Z_2}{\partial X'_k} dX'_k,$$

ибо  $dX''_k = dX'_k = dX_k$ .

Термодинамический потенциал всей системы изменится на

$$dZ = \left( \frac{\partial Z_1}{\partial X'_k} - \frac{\partial Z_2}{\partial X''_k} \right) dX_k.$$

Равновесие возможно, если  $dZ = 0$ , а следовательно, если  $\frac{\partial Z_1}{\partial X'_k} = \frac{\partial Z_2}{\partial X''_k}$

То, что справедливо для компонента  $k$  и фаз (1) и (2), справедливо и для всех остальных. Поэтому достаточным условием равновесия нескольких фаз данных компонентов будет равенство величины  $\frac{\partial Z_m}{\partial X_k}$  для всех  $m$  и  $k$ . Эта величина  $\frac{\partial Z_m}{\partial X_k}$  называется термодинамическим потенциалом компонента  $k$  в фазе  $m$ .

### Правило фаз.

Последнее положение дает возможность найти связь между числом фаз, числом компонентов и степенью свободы системы. Степень свободы системы определяется тем числом факторов равновесия, изменение которых не влечет за собою превращения в системе. Напр., система 2-й степени свободы, когда она существует при ряде различных значений давления и температуры; 1-й степени, если она существует при ряде значения температуры, не только при определенном давлении или наоборот и т. д.

Уравнение, связывающее показатели степени свободы, так наз. вариантность системы ( $v$ ) с числом фаз ( $\phi$ ) и числом компонентов ( $\kappa$ ), таково:

$$v = 2 + \kappa - \phi.$$

Это правило фаз Gibbs'a. Вывести его можно так: выпишем потенциалы всех компонентов во всех фазах. Получим такую таблицу

$\frac{\partial Z_1}{\partial X'_1}$	$\frac{\partial Z_2}{\partial X''_1}$	.....	$\frac{\partial Z_\phi}{\partial X_1^{(\phi)}}$	} Число строк $\kappa$
$\frac{\partial Z_1}{\partial X'_2}$	$\frac{\partial Z_2}{\partial X''_2}$	.....	.....	
.....	.....	.....	.....	
.....	.....	.....	.....	
$\frac{\partial Z_1}{\partial X'_\kappa}$	$\frac{\partial Z_2}{\partial X''_\kappa}$	.....	$\frac{\partial Z_\phi}{\partial X^{(\phi)}_\kappa}$	
Число столбцов $\phi$ .				

Так как любые  $\frac{\partial Z_m}{\partial X^{(m)}_n}$  равны при всех значениях  $m$  и  $n$ , то, приравнявая какой-либо член каждой строки этой таблицы всем остальным, получим:  $(\phi - 1) k$  уравнений, связывающих между собою факторы равновесия системы. Этими последними будут: давление  $p$ , температура  $T$  и концентрации каждого компонента в каждой фазе; если число компонентов  $k$ , то концентрации их  $x$  в фазе  $m$  связаны еще уравнением

$$x_1^{(m)} + x_2^{(m)} + x_3^{(m)} + \dots + x_k^{(m)} = 1. \text{ Значит, каждая фаза дает } (\kappa - 1) \text{ независимых переменных концентраций, а все } \phi \text{ фаз } - (\kappa - 1) \phi.$$

Следовательно, число независимых переменных факторов равновесия в выше написанных уравнениях будет:  $(\kappa - 1) \phi + 2$ . Если из числа переменных вычтем число уравнений, то и получим вариантность системы:

$$v = [(\kappa - 1) \phi + 2] - (\phi - 1) k = \kappa + 2 - \phi \text{ или } v = 2 + \kappa - \phi.$$

Вариантность равняется, как сказано, числу факторов равновесия, которые мы можем изменить произвольно, не нарушая равновесия системы. Свобода системы равна 0 при  $v = 0$ , или когда  $\phi - k = 2$  или  $\phi = k + 2$ . Очевидно, что максимальное число фаз, которые могут существовать в равновесии, зависит от числа компонентов  $k$  и равно  $k + 2$ .

### Система двух компонентов.

1. Графическое изображение смеси двух фаз. (Фиг. 10, верхний чертеж). Если составы фаз определяются абсциссами  $x_1$  и  $x_2$ , а потенциалы  $\zeta_1$  и  $\zeta_2$  то, как указано выше, для смеси этих фаз в отношении  $b : a$ :

$$\zeta = \frac{b\zeta_1 + a\zeta_2}{a+b} \quad x = \frac{bx_1 + ax_2}{a+b}$$

Следовательно, точка смеси лежит на прямой, соединяющей точки фаз, и делит ее в обратном отношении.

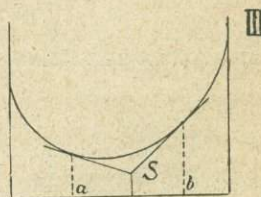
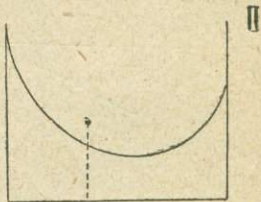
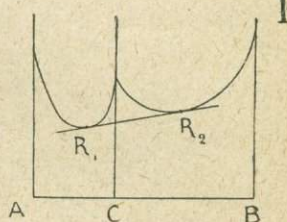
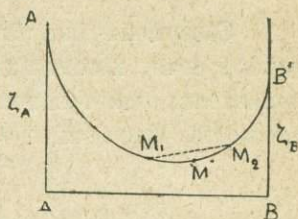
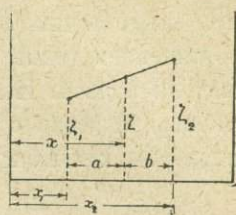
2. Графическое изображение для ряда смешивающихся растворов (жидких или твердых, все равно). Очевидно, что изменение  $\zeta$  с изменением состава при определенной температуре представится кривой, соединяющей точки  $A^1$  и  $B^1$ , причем  $AA^1$  и  $BB^1$  представляют из себя  $\zeta$  для чистых жидкостей  $A$  и  $B$ . Покажем, что кривая должна быть выпукла к оси абсцисс во всех точках.

В самом деле, возьмем какую-нибудь точку  $M$  (фиг. 10, второй сверху чертеж). Если перейдем от нее вправо и влево к как угодно близким точкам  $M_1$  и  $M_2$ , то, соединяя прямой эти точки, должны иметь  $M$  ниже этой прямой, т. к. в противном случае для некоторой смеси  $M_1$  и  $M_2$   $\zeta$  было бы меньше, чем для  $M$ , и, следовательно, однородный раствор  $M$  тогда распался бы на смесь двух фаз  $M_1$  и  $M_2$ , что противоречит условию.

Кроме того, что мы примем на веру, van Rijn van Alkemade показал, что в начальной и конечной точках кривая касается осей ординат.

3. Графическое изображение химического соединения компонентов  $A$  и  $B$ . Если соединение совершенно не диссоциировано, его можно считать, как особый компонент, и кривая будет иметь вид, изображенный на фиг. 10—I. В этом случае концентрация веществ  $A$  и  $B$  в фазе  $C$  ( $=mAnB$ ) не меняется. Следовательно, состав  $C$  ( $mAnB$ ) является таким же индивидом в превращении, какой представляют компоненты. Каждая из ветвей диаграммы  $AC$  и  $CB$  отвечает самостоятельной системе  $A$  и  $C$  или  $C$  и  $B$ . Если существует диссоциация, то, проводя общую касательную  $R_1R_2$ , заметим, что ее точки лежат ниже кривой, поэтому смесь сплавов составов, отвечающих  $R_1$  и  $R_2$ , устойчивее, и сплав промежуточного состава должен распадаться. Если этого не происходит, очевидно, имеет место кривая типа фиг. 10—II.

Если при данной температуре потенциал твердого соединения меньше потенциала жидкого расплава



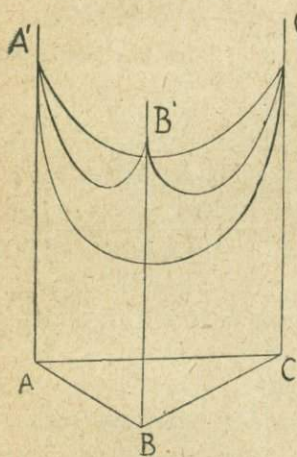
Фиг. 10.

состава, ему отвечающего, то его фигуративная точка  $S$  лежит ниже кривой. Проведя касательные, увидим, что здесь имеет место распадение на  $S +$  жидкость иного состава, чем  $S$ , именно  $a$  или  $b$ . (Фиг. 10—III). Потенциал жидкости выше точки плавления  $\zeta_1 > \zeta_s$  твердого, ниже — наоборот, поэтому с повышением температуры  $S$  подымается, и в момент плавления  $\zeta_1 = \zeta_s$  и  $S$  лежит на кривой. Итак, химическое соединение ниже точки плавления может быть в равновесии с двумя жидкими сплавами  $a$  или  $b$ . Эти сплавы надо рассматривать, как насыщенные растворы соединения в компонентах  $A$  и  $B$ .

### Потенциал смеси трех веществ.

Совершенно подобно тому, как мы для двойной системы имели фигуративную точку потенциала смеси на прямой, соединяющей фигуративные точки компонента, для тройной смеси фигуративная точка смеси будет лежать на плоскости, проходящей через фигуративные точки компонентов.

### Потенциал в однородно-жидкой тройной системе.



Фиг. 11.

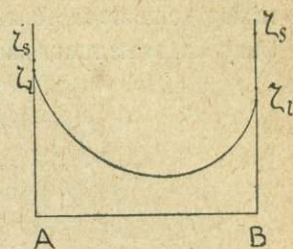
Для изображения состава пользуемся барицентрическими координатами точки внутри равностороннего треугольника. Восстанавливая перпендикуляры к его плоскости в разных точках и отлагая на нем величину потенциалов  $\zeta$  соответственного состава сплава при данных физико-химических условиях, получим поверхность, выражающую  $\zeta$  разных составов. Совершенно так же, как для бинарного сплава, убеждаемся в случае однородного расплава в выпуклости ее, обращенной к плоскости основного треугольника. Van Rijn van Alkemade показал, что эта поверхность касается с плоскостью  $ABA_1B_1$  и т. п. по кривым  $\zeta$  бинарных жидких сплавов  $A, B$  и т. д. (Фиг. 11).

### Вывод диаграмм плавкости веществ, не образующих твердых растворов.

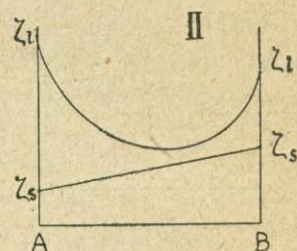
*Бинарная система компонентов не полиморфных и не образующих соединений.*

Возьмем сплав, удовлетворяющий всем перечисленным условиям. При температуре достаточно высокой он весь жидок и однороден. Очевидно, фигуративные точки состояний твердых фаз  $A$  и  $B$  лежат выше кривой диаграммы

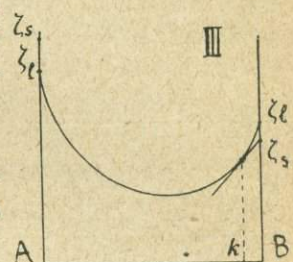
потенциалов сплава (фиг. 12—I, сверху). Наоборот, при достаточно низкой температуре сплав весь превратится в агрегат твердых минералов А и В. Ясно, что потенциал этой системы ниже потенциала взаимного раствора при этой температуре. Соответственно вид диаграммы будет на фиг. 12—II. При процессе кристаллизации происходит постепенное перемещение фигуративных точек состояний твердых А и В из положения более высокого, чем для жидких А и В в положение более низкое, и притом настолько, что прямая  $\zeta_s \zeta_s$  вся лежит ниже кривой  $\zeta_1 \zeta_1$ .



Неизбежной промежуточной стадией явятся такие положения, что  $\zeta_s$  для А или В или обоих вместе ниже  $\zeta_1$  для А и В, но прямая, соединяющая их, не будет ниже кривой  $\zeta_1 \zeta_1$ . Тогда можно различить два последовательных случая: именно прямая, соединяющая  $\zeta_s$  компонентов А и В 1) пересекает кривую  $\zeta_1$  из жидких сплавов и 2) касается ее.

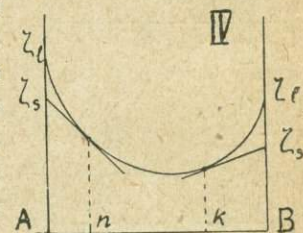


Если прямая  $\zeta_s \zeta_s$  пересекает кривую  $\zeta_1 \zeta_1$ , то из точек  $\zeta_s$  для А или В, или из обеих можно провести касательные к кривой  $\zeta_1 \zeta_1$ , и наши случаи последовательно будут иметь вид, изображенный на фиг. 12—III—V.



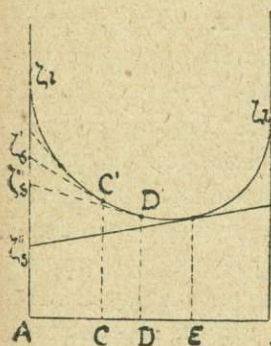
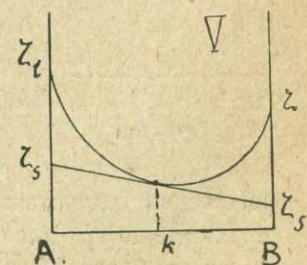
Из рассмотрения этих фигур видно:

Случ. 1. (фиг. 12—III и IV). Устойчива система В (или А, смотря по составу) + сплав состава k (или n).



Случ. 2 (фиг. 12—V). Одинаково устойчивы жидкий сплав состава k и соответствующая смесь твердых А и В.

Если обратиться к рассмотрению положения точки k, то заметим, что k тем ближе к В, чем меньше разница  $\zeta_1 - \zeta_s$  для этого компонента.



Фиг. 13.

Рассмотрим явление, происходящее при понижении температуры в сплаве данного состава С (содержащего А больше, чем в составе, отвечающем точке Е). (Фиг. 13). При этом меняется и вид и положение кривой  $\zeta_1$ , но для нас важно лишь положение относительно нее точки  $\zeta_s$  компонента А. До тех пор, пока при постепенном опускании точки  $\zeta_s$  она

Фиг. 12.

выше точки  $\zeta'_s$ , лежащей на касательной к кривой, в точке С, жидкий сплав более устойчив. Как только  $\zeta_s$  достигнет  $\zeta'_s$  мы имеем температуру равновесия между веществом А и сплавом состава С. При дальнейшем охлаждении  $\zeta_s$  все фигуративные точки диаграммы опускаются. Более устойчивыми становятся смеси

из вещества А и жидкого сплава различного состава D с все возрастающим содержанием компонента В. Количество А, вследствие последнего обстоятельства, должно

$T_1$  возрастать. Наконец, когда, понижаясь,  $\zeta_s$  доходит до точки  $\zeta''_s$ , — в равновесии находятся жидкость состава Е и смесь А и В. Компонент В до данного момента еще не выделялся. Еще ниже падает температура — точки  $\zeta_s$  и для А, и для В еще опускаются; тогда смесь твердых

А и В становится устойчивее жидкости. Она, застывая, распадается на А и В, и эти вещества кристаллизуются одновременно. Остановимся еще на разнице в ходе явления при различном составе смеси. Вместо С возьмем D. Ход

$T_2$  явления будет тот же, но начало выделения компонента А будет при более низкой температуре, так как точка  $\zeta'''_s$ , лежащая на касательной к кривой в точке D', очевидно, будет лежать ниже, чем в 1-м случае.

Теперь нетрудно построить диаграмму затвердевания или, что все равно, диаграмму плавкости. (Фиг. 14).

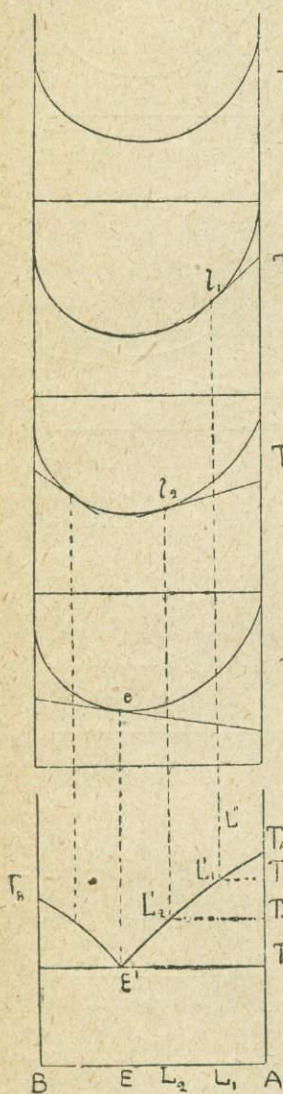
Возьмем систему двух компонентов А и В. Все составы, образованные этими компонентами, изображаются  $T_e$  в барицентрических координатах точками на прямой АВ. Будем представлять температуры ординатами, перпендикулярными оси абсцисс. Каждой температуре отвечает на фиг. 14 определенная диаграмма  $\zeta$  ( $T_A$ ;  $T_1$ ;  $T_2$ ;  $T_E$ ), из которой выводится определенная устойчивая система

из твердого компонента А или В, смотря по составу всей системы (сплава), и из жидкости. Из сказанного выше ясно, что состав этой жидкости при разных температурах различен, и тем больше отличается от состава твердой фазы, чем ниже температура. При  $T_E$  устойчива система обоих

твердых А и В и жидкости состава Е. Для построения кривой плавкости, задавшись определенной температурой  $T$ , строим точку  $L'$  для жидкости состава L, находящейся

в равновесии с А (или В) при этой температуре. Для все более и более низких температур будем при таком

построении получать точки  $L'_1, L'_2$ , все более и более удаленные от А (или В). В результате построения получим кривую, состоящую из двух ветвей, пересекающихся в точке  $E'$ , так называемой, эвтектической точке, которая отвечает



Фиг. 14.

построении получать точки  $L'_1, L'_2$ , все более и более удаленные от А (или В). В результате построения получим кривую, состоящую из двух ветвей, пересекающихся в точке  $E'$ , так называемой, эвтектической точке, которая отвечает

наиболее низкой температуре застывания (плавкости). Точки выше кривой  $T_A E' T_B$  отвечают жидким сплавам А и В в разных отношениях при температурах выше начала кристаллизации. При падении температуры фигуративная точка  $L''$  сплава опускается по вертикали, когда она достигает  $L'_1$ , начинает выделяться из расплава вещество А и остаточный расплав обогащается В; при температуре  $T_2$  устойчивой является система из твердого А и жидкости  $L_2$ . При  $T_E$  выделяются одновременно А и В из жидкости состава Е, при этом состав ее остается постоянным, а количество уменьшается, пока весь сплав не станет твердым. Если первоначальный состав системы  $k$  (Фиг. 15, налево вверху), то при температуре  $T$  отношение  $BC:AC$  определяет состав жидкой фазы  $L$ :

$$BC:AC = \frac{1-x}{x}$$

Количества твердой и жидкой относятся между собою так, как  $(x-k):k$

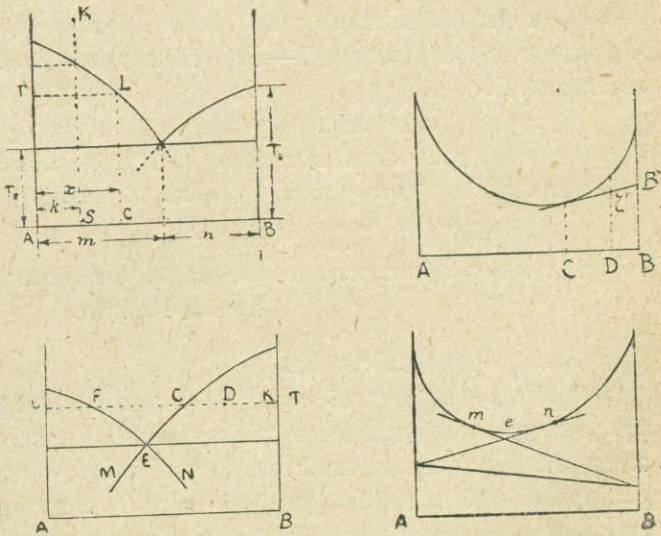
и относительное количество твердого  $CS:AC = \frac{x-k}{x} = 1 - \frac{k}{x}$ .

### О пересыщении.

При выводе диаграммы плавкости мы находили, исходя из температуры, те фазы и их системы, которые при этом устойчивее.

Построение диаграммы плавкости, как мы видели, таково (фиг. 15, налево внизу): берем определенную температуру  $T$  и строим точки  $C$  и  $F$  того состава сплава, который устойчив при данной  $T$  совместно с компонентом В или А. Что же

представляют точки ниже кривой плавкости, напр.,  $D$ ? Очевидно,  $DK:LD$  выражает состав некоторой фазы при температуре  $T$ . При этом содержание в ней компонента В в данном случае больше, чем в соответствующей этой температуре устойчивой жидкой фазе. Обратимся к диаграмме  $\zeta$  при температуре  $T$  (фиг. 15, чертеж направо вверху).  $\zeta$  жидкой фазы состава  $D$ , очевидно, больше  $\zeta$  смеси жидк.  $C + В$ . Жидкая фаза, изо-



Фиг. 15.

бражаемая точкой D диаграммы плавкости, неустойчива: находясь в неустойчивом равновесии, она может самопроизвольно выделять В и изменять состав в С. Она пересыщена В. Если возьмем точки ниже эвтектической температуры, то построением на диаграмме (фиг. 15, налево внизу) можно выделить МЕН область пересыщ. и А, и В. Точкам М и N на диаграмме плавкости отвечают точки касания m и n на диаграмме потенциалов (фиг. 15, направо внизу), точке же E—точка e.

В дальнейшем мы более подробно остановимся на подобных случаях несовершенного равновесия, которые в природе имеют большое значение.

### *Один из компонентов полиморфен.*

Рассмотрим теперь случай, когда один из компонентов полиморфен, и точка превращения его лежит выше точки застывания эвтектики, (Фиг. 16).

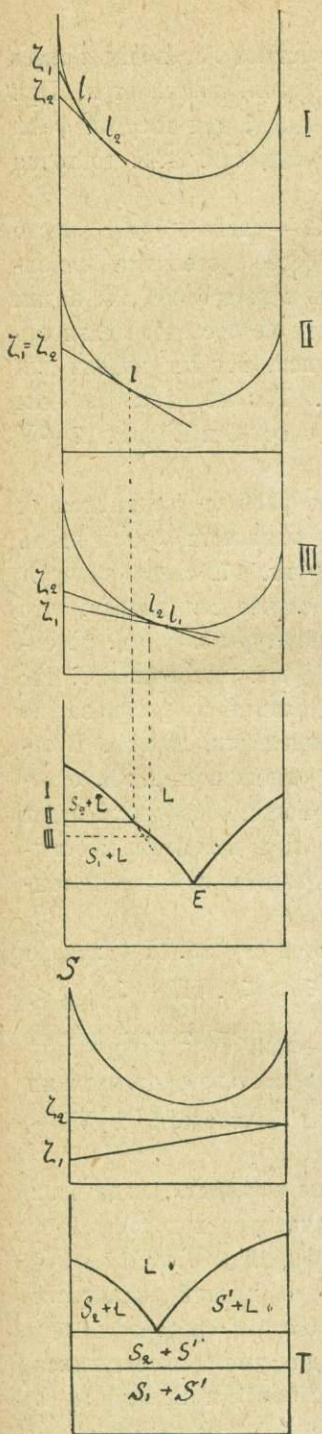
При начале кристаллизации пусть из расплава выделяется твердая фаза  $S_2$  (фиг. 16—I). Потенциал  $\zeta_1$  другой полиморфной разновидности  $S_1$  выше, чем  $\zeta_2$  разновидности  $S_2$ , поэтому смесь  $S_1$  и соответствующей жидкости  $T_1$  превращается в  $S_2$ , и жидкость состава  $l_2$ . При температуре превращения  $S_2$  в  $S_1$  потенциалы их ( $\zeta_1$ , и  $\zeta_2$ ) равны, как это представлено на фиг. 16—II. В этом случае выделившееся раньше вещество  $S_2$  превращается в  $S_1$ , причем жидкость имеет определенный состав l. При более низких температурах (16—III) устойчива разность  $S_1$ . Ее потенциал ниже и вместо комбинации  $S_2 + l_2$  мы уже будем иметь выделение  $S_1$  и жидкость  $l_1$ . Легко видеть, что состав неустойчивой жидкости  $l_2$  более богат компонентом S; поэтому продолжение кривой плавкости  $S_2$  на диаграмме плавкости будет расположено влево от кривой  $S_1$ , и мы будем иметь такой излом, как это изображено на фиг. 16, на чертеже под диаграммами I—III. При дальнейшем остывании дойдем до эвтектики E.

В случае, если температура превращения будет лежать ниже эвтектической точки, диаграмма потенциалов и термическая диаграмма будут иметь такой вид, как это изображено на фиг. 16 внизу, на двух нижних чертежах

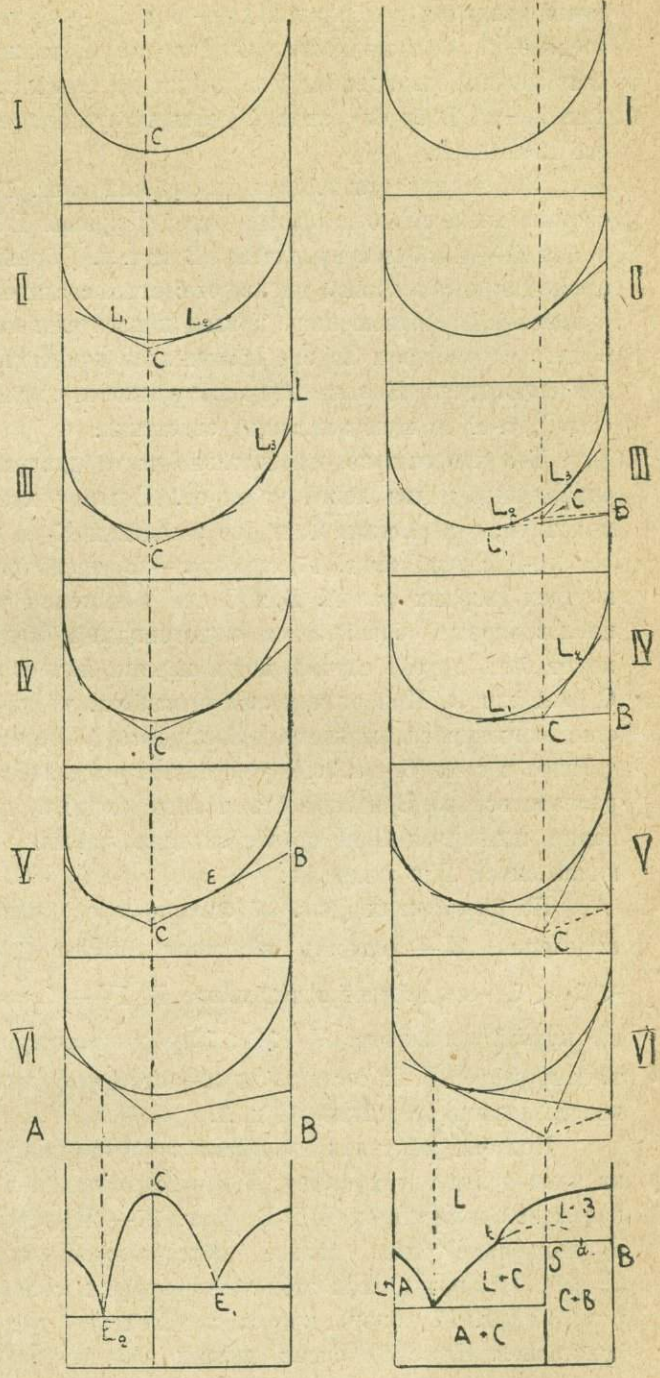
### *Компоненты образуют соединение, не растворяющееся в твердых компонентах.*

Рассмотрим два случая.

1-й случай. (Фиг. 17 слева). — Вначале  $\zeta$  твердых фаз обоих компонентов и соединения выше, чем для жидкости. Система представляет однородную жидкость. При понижении температуры пусть сначала потенциал соединения сравняется с  $\zeta$  жидкости (фиг. 36—I), С лежит на кривой. Жидкость и соединение в равновесии. При дальнейшем охлаждении С лежит под кривой, и вместо жидкостей составов, отвечающих отрезку кривой  $L_1 L_2$  более устойчи-



Фиг. 16.



Фиг. 17.

выми являются комбинации  $L_1 + C$  и  $L_2 + C$ , т.е. система переходит в смесь соединения  $C$  и жидкости. Соединение  $C$ , таким образом, выделяется. При дальнейшем охлаждении дело дойдет до момента, когда  $\zeta$  для твердой фазы компонента  $B$  будет равна  $\zeta$  соответствующей ему жидкости, т.е. до точки его плавления.

Затем, при дальнейшем охлаждении (фиг. 17 III — слева), будет вместо состава жидкости, отвечающей отрезку кривой  $L L_3$ , более устойчива комбинация  $B + L_3$ : будет выделяться  $B$  и т. п. Обращаясь к диаграмме, мы видим здесь для части кривой вправо от состава соединения ту же последовательность изменений в соотношениях кривой и касательных к ней, как мы видели для общего случая двух не смешивающихся компонентов. Так же, как там, мы дойдем до точки ( $E$ ) касания кривой жидкости с прямой смеси  $C$  и  $B$  (фиг. 17 — V слева), т.е. до кристаллизации эвтектики.

То, что сказано относительно части диаграмм вправо от соединения  $C$ , справедливо и для левой части ее. Поэтому кривая плавкости будет иметь максимум, отвечающий  $C$ , и две эвтектики  $E_1$  и  $E_2$  (Фиг. 17, слева внизу).

2-й случай (фиг. 17 справа). — В предыдущем случае мы видели, что из трех твердых фаз  $A$ ,  $B$  и  $C$  при понижении температуры и соотв. потенциалов первым сравнивается с потенциалом жидкой фазы потенциал  $C$ . Но может быть другой случай, когда первым начнет выделяться из расплава не  $C$ , а  $A$  или  $B$ . При этом может произойти, что при выделении, скажем,  $B$  состав остающейся жидкости, обогащаясь  $A$ , перейдет отношение  $A : B$ , отвечающее составу  $C$ , раньше, чем начнет выделяться  $C$ . Тогда, очевидно,  $C$  будет распадаться на  $B$  и жидкость такого состава, пока при дальнейшем остывании потенциал  $C$  не станет сначала равным, а потом и меньше потенциала смеси  $B$  и жидкости.

На диаграммах (фиг. 17 справа) представлен этот случай. I — начало выделения. II — жидкость достигает состава  $C$ , но  $\zeta_C > \zeta_1$ . III —  $\zeta_{(B+1)} < \zeta_C < \zeta_1$  — продолжается выделение  $B$ . IV —  $\zeta_C = \zeta_{(B+1)}$  отвечает точке излома на кривой плавкости. V —  $\zeta_C < \zeta_{(B+1)}$  выделяется  $C$  из составов, отвечающих точкам влево от  $C$ ; составы вправо от  $C$  уже целиком затвердели и VI — кристаллизация эвтектики  $C$  и  $A$ .

Подобно тому, как мы имели в случае диаграммы плавкости, когда один из компонентов полиморфен, и в рассматриваемом случае переход точки  $C$  от положения выше прямой  $L_1 B$  (фиг. 17 — III) через эту прямую (фиг. 17 — IV) в положение более низкое обуславливает излом в кривой плавкости ( $k$  фиг. 17 внизу). При этой температуре в сплавах состава среднего между  $S$  и  $B$  (фиг. 17 внизу) происходит явление ресорбции уже выделившихся кристаллов. Ниже  $SB$  сплав должен состоять из двух фаз  $S$  и  $B$ , причем  $B$  составляет  $\frac{Sa}{SB}$ -ую часть системы ( $< 1$ ). Но выше точки превращения система

состоит из жидкости  $k$  и  $B$ , причем, очевидно,  $B$  составляет  $\frac{ak}{kB} = \frac{Sa + Sk}{SB + Sk}$ -ую часть системы.

Очевидно,  $\frac{ak}{kB} > \frac{Sa}{SB}$ , т. е. в новом состоянии часть твердого  $B$  должна раствориться.

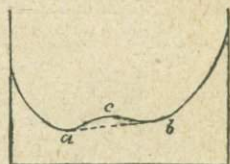
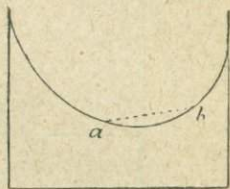
### Случаи твердых растворов.

До сих пор мы рассматриваем случай, когда те твердые кристаллы, на которые распадается сплав при застывании, не образуют взаимных твердых растворов. Но, как известно, среди минералов, встречаемых в природе, несравненно более распространены такие, которые представляют из себя твердые растворы нескольких компонентов. Способность к образованию таких растворов в различных случаях различна.

С одной стороны имеются вещества, способные давать непрерывный ряд твердых растворов, напр., плагиоклазы, с другой, — смесимость ограничена более или менее широкими пределами, как это имеет место в случае ортоклаза и альбита.

Каковы же кривые потенциалов  $\zeta$  для рядов смешанных кристаллов? Рассуждая также, как мы рассуждали в применении к жидкости, не распадающейся на компоненты, мы и в случае твердых растворов должны заключить, что и для твердой фазы кривая потенциала  $\zeta$  во всех своих точках будет выпуклой вниз в том случае, когда имеется непрерывный ряд твердых растворов (фиг. 18 сверху). Кривая имеет в некоторых частях вид вогнутой книзу (как на фиг. 18 внизу) между точками  $a$  и  $b$  только в том случае, если ряд твердых растворов не непрерывный, если имеется разрыв. Действительно, в этом случае состав  $c$  является неустойчивым и распадается на смесь составов  $a$  и  $b$ .

Таким образом, в случае существования твердых растворов, выводя закономерности, действующие при их выделении из раствора, надо рассматривать соотношение между двумя кривыми  $\zeta$ , во-первых, для жидкого раствора, во-вторых, для кристаллического твердого.

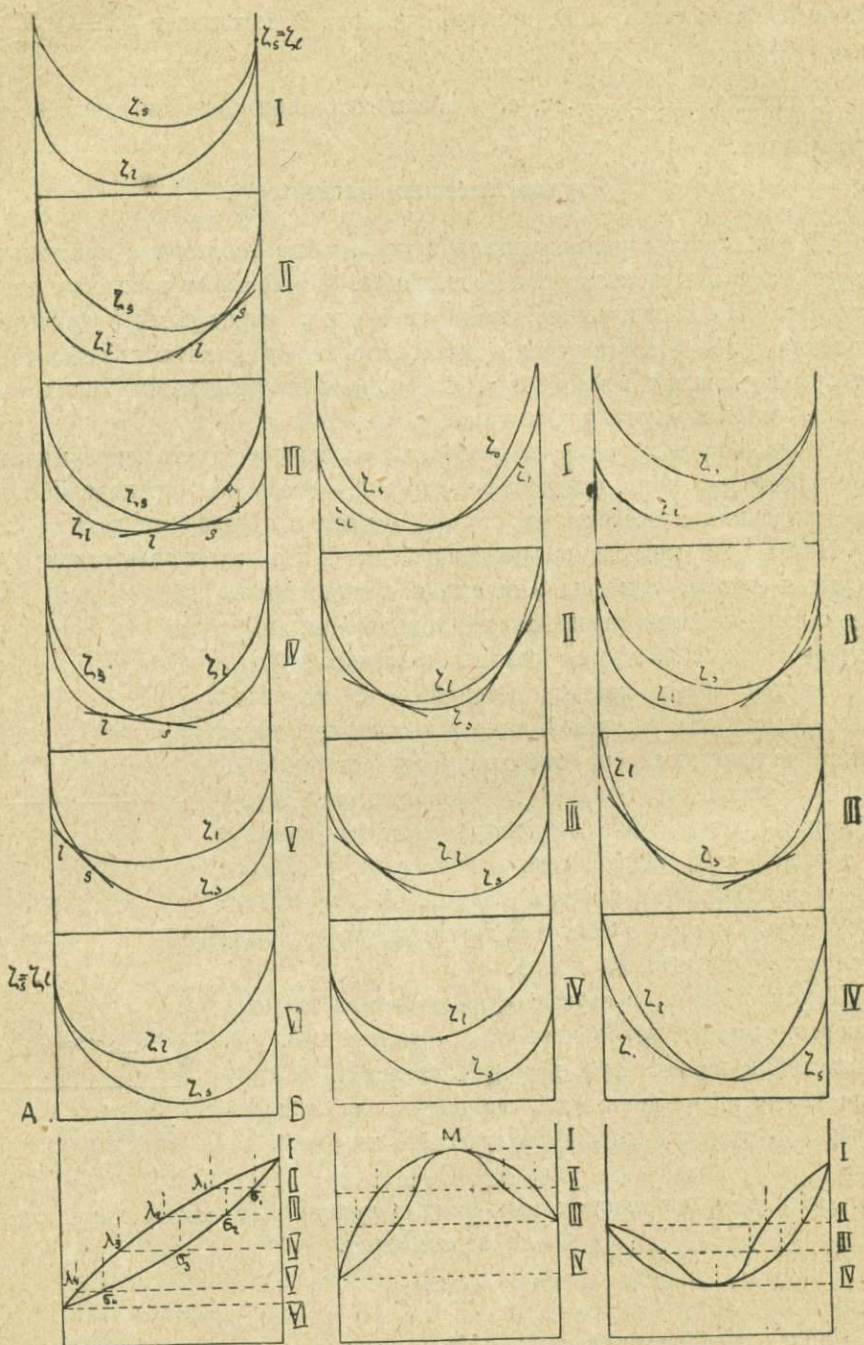


Фиг. 18.

### А. Взаимная растворимость тел в кристаллическом состоянии не ограничена.

#### Тип I.

Кривая плавкости сплошная без изломов, непрерывно нисходит от точки плавления тугоплавкого к точке плавления низкоплавкого компонента. На диаграмме (фиг. 19, столбец слева) момент I отвечает температуре

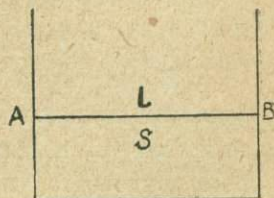
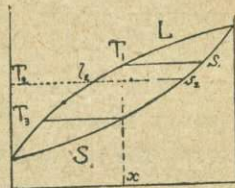


Фиг. 19.

плавления более тугоплавкого компонента. При понижении кривые пересекаются (II), так как  $\zeta_s$  твердой фазы здесь  $< \zeta_l$  жидкости. Проводя касательную к обеим кривым диаграммы, увидим, что для составов от А до  $l$  устойчивой является жидкая фаза; от В до  $s$ —твердая фаза, и на промежутке от  $l$  до  $s$ —смесь твердой фазы состава  $s$  и жидкой состава  $l$ . Из построения очевидно, что фаза  $s$  более богата тугоплавким компонентом, чем жидкость  $l$ . При дальнейшем понижении температуры точки  $l$  и  $s$ , отвечающие существующим совместно твердой и жидкой фазе, будут обе перемещаться влево, как это ясно из III, IV и V. На диаграмме плавкости им соответствуют две точки  $\lambda$  и  $\sigma$ : одна на кривой, отвечающей жидкой фазе при данной температуре, другая — на кривой твердого раствора. Эти две кривые ограничивают с обеих сторон область устойчивых при данной температуре систем: жидкость + твердое тело.

В начале застывания при температуре плавления более тугоплавкого компонента  $l$  и  $s$  сливаются в одну (черт. I), и то же самое имеет место в конце при температуре плавления более легкоплавкого компонента. Наибольшее расхождение точек  $l$  и  $s$  и соответствующим им  $\lambda$  и  $\sigma$  будет где-то в средней части диаграммы.

Из сказанного понятно, что кривая плавкости будет иметь вид, изображенный на фиг. 19 внизу левого столбца или на фиг. 20 вверху. Застывание будет идти для какого-либо состава  $x$  таким образом (фиг. 20 вверху) — до температуры  $T_1$ —сплав жидкий. Когда эта температура достигнута, начинает выделяться твердая фаза, имеющая состав  $s_1$ . По мере падения продолжается выделение твердой фазы, но состав ее одновременно меняется, следуя кривой  $S$ . Для некоторой температуры  $T_2$  одновременно существуют твердая фаза  $s_2$  и жидкая  $l_2$ . Отношение между их количествами будет изображаться обратным отношением отрезков прямой  $l_2s_2$  от ее конечных точек до пересечения ее с ординатой  $x$  (по правилу баричесентрических координат). При дальнейшем понижении  $T$  выделение твердой фазы и изменение состава и ее, и жидкости продолжается. Количество жидкости убывает, и при  $T_3$  она израсходуется вся, а сплав превратится в твердый раствор состава X. Изложенный идеальный ход кристаллизации имеет место лишь в случае осуществления двух условий.



Фиг. 20.

1. Выделившиеся уже кристаллы должны быть в соприкосновении с жидкостью, совершенно однородной по составу во всей ее массе, и ни в каком случае не удаляться из нее каким-либо образом, напр., погружаясь и собираясь в нижнем слое или всплывая и собираясь вверху.

2. Необходимо медленное охлаждение, чтобы растворение первоначально выпавших кристаллов или диф-

фузия в кристаллической среде, с которыми связано изменение состава выделяющейся твердой фазы, успеваало завершиться.

Кривые S и L диаграммы (фиг. 20) могут быть разнообразной формы. Их форма зависит также и от разницы в температурах плавления компонентов. Если эти температуры равны, кривые сливаются и обращаются в горизонтальную прямую (фиг. 20 внизу). Сплав застывает при одной и той же температуре, как и компоненты.

Исследуя соотношения кривых  $\zeta$  для твердой и жидкой фазы в рассмотренном только что типе I, мы видим, что они во все время процесса имеют одну точку пересечения. Но возможны случаи, когда таких точек пересечения будет две. Тогда мы будем иметь другой ход застывания следующих двух типов II и III.

#### Тип II.

Изменение потенциалов  $\zeta$  при падении температуры представлены на чертеже (фиг. 19, средний столбец). В момент, отвечающий диаграмме I, делаются равными потенциалы жидкой и твердой фазы для некоторого среднего состава; соответствующие кривые касаются одна другой. В дальнейшем кривые  $\zeta$  для твердой и жидкой фаз пересекаются, как указано на фиг. II этого столбца.

Проводя касательные, общие той и другой кривой, заметим, что таких касательных будет две. По мере охлаждения кривая  $\zeta_2$  твердых фаз все более и более будет опережать в своем понижении кривую  $\zeta_1$  жидких фаз, и точки касания попарно будут расходиться, приближаясь к краям диаграммы. Когда мы достигнем температуры плавления более тугоплавкого компонента, диаграмма  $\zeta$  будет иметь вид III; когда будет достигнута температура плавления более легкоплавкого компонента—вид IV. Кривая плавкости (фиг. 19 внизу) среднего столбца будет иметь максимум для некоторого среднего состава M. Ветви ее вправо и влево от этого максимума, как это ясно из способа построения кривой плавкости, будут похожи каждая по отдельности на диаграмму плавкости типа I. И в этом случае твердые растворы богаче жидкости той составной частью, прибавление которой повышает температуру плавления сплава. В точке максимума состав жидкой и твердой фаз одинаков, и тогда сплав плавится и застывает при одной температуре, подобно индивидууму.

#### Тип III.

В том случае, когда при понижении температуры сначала делаются равными потенциалы жидкости и одного из компонентов, взятого в чистом виде, мы уже видели, что кривая плавкости понижается от прибавления второго компонента, состав жидкой и твердой фаз различен, и твердая фаза содержит более тугоплавкого компонента, чем жидкая. Это мы видели при рассмот-

рении типа I плавкости. Но в отличие от этого первого типа может случиться, что при дальнейшем понижении температуры потенциалы  $\zeta$  для второго компонента и жидкости сравняются не в последний момент, но раньше, чем это случится для некоторой средней части кривых. Тогда будут иметь место два пересечения кривых  $\zeta_s$  и  $\zeta_l$  твердого и жидкого, как это ясно из фиг. 19 II и III правого столбца. Соответственно этому и в части кривой, ближайшей ко второму, более легкоплавкому компоненту, будем иметь:

1) понижение точки затвердевания от прибавления другого компонента и разный состав твердой и жидкой фазы.

2) состав твердой фазы будет богаче тем компонентом, прибавление которого повышает точку плавления.

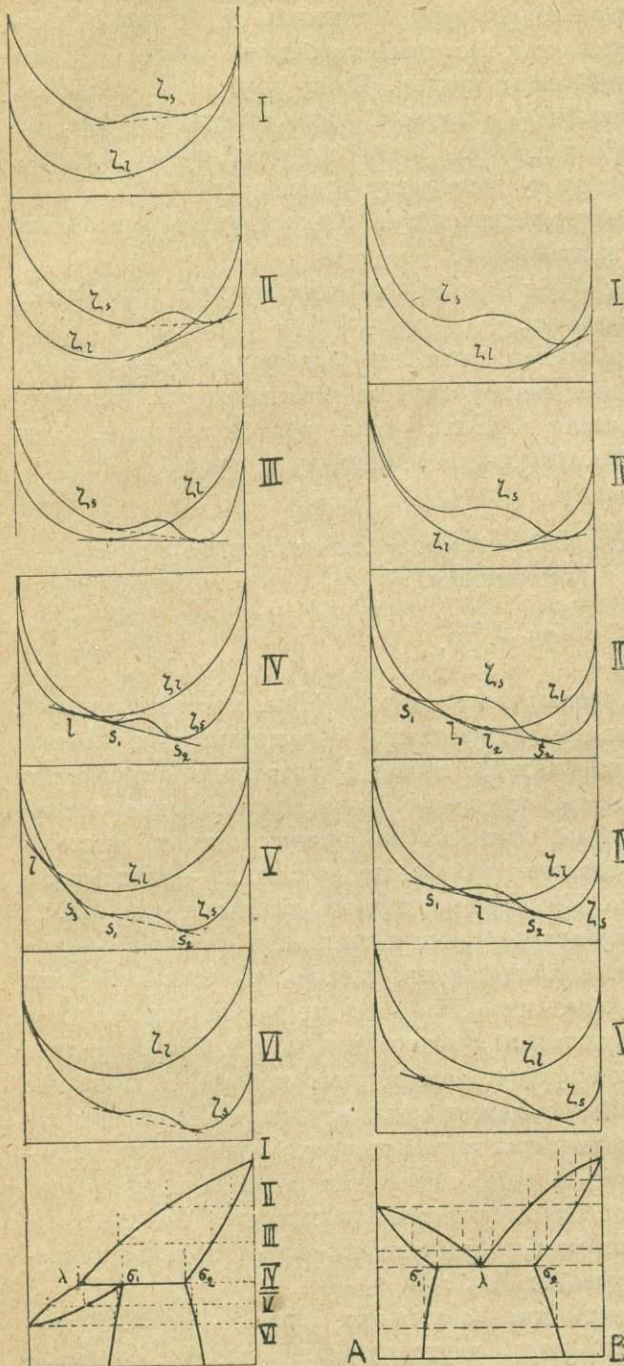
Очевидно, что при дальнейшем понижении температуры будет момент, когда кривые  $\zeta_s$  и  $\zeta_l$  твердой и жидкой фазы коснутся перед тем, как кривая твердой фазы всеми точками опустится ниже кривой жидкости. Этот момент (IV правого столбца фиг. 19) отвечает минимуму на кривой плавкости.

### *В. Взаимная растворимость компонентов в твердом виде ограничена.*

#### Тип IV.

В случае ограниченной растворимости твердой фазы, в соответствующей кривой  $\zeta_s$  надо допустить, как мы видели, изгиб, обращенный выпуклостью вверх. При пересечениях этой кривой с кривой  $\zeta_l$  жидкости могут быть два случая. Первый из них, когда во все время процесса застывания кривые потенциалов пересекаются в одной точке. Первый момент отвечает температуре плавления более тугоплавкого компонента, последний — температуре плавления менее тугоплавкого. Процесс идет, как это изображено на фиг. 21 в столбце слева. Из рассмотрения диаграмм потенциалов вытекает следующая форма кривой плавкости. В правой части, начиная от точки плавления компонента B, идут две кривые: одна для жидкого, другая для твердого раствора, как это мы видели в начале процесса и в типе I. Но совершенно особым моментом в ходе процесса будет момент, изображенный на диаграмме и обозначенный цифрой IV. В этот момент общая касательная к кривым касается их в трех точках: в двух точках кривой твердых растворов и в одной — кривой жидкости. Расположение их будет таково, как показано на диаграмме. Это значит, что в этот момент существуют три фазы: жидкая  $l$  и две твердых  $s_1$  и  $s_2$ . На диаграмме плавкости будем иметь соответствующий температуре состав жидкости  $\lambda$  и твердых фаз  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$ .

В дальнейшем будем иметь две касательных (фиг. 21 слева). Касательная  $s_1s_2$  будет отвечать смеси двух твердых растворов; касательная  $ls_1$  — смеси твердого раствора, более богатого компонентом A, чем



Фиг. 21.

предыдущие, и жидкости. Кривые плавкости этого твердого раствора и жидкости сойдутся в точке плавления компонента А, подобно тому, как в типе I.

## Тип V.

В предыдущем типе IV мы имели одну точку пересечения кривых потенциалов жидкого и твердого растворов. В типе пятом (фиг. 21, столбец справа) мы имеем две точки пересечения. Это будет в случае, когда концентрация жидкого сплава, равновесного с двумя предельными твердыми растворами, будет заключаться в границах концентраций этих твердых фаз (фиг. 21 — III). На диаграмме представлен ход процесса так же, как это было сделано для других типов. После того, что было сказано раньше о выводе кривых плавкости, диаграмма почти не требует пояснений. В момент, отвечающий на диаграмме изображенному под римской цифрой I, в равновесии возможны одна жидкая и одна твердая фаза; в момент III, в зависимости от состава первоначального сплава, возможны комбинации жидкости  $l_1$ , твердого  $s_1$  или жидкости  $l_2$  и твердого  $s_2$ . В момент IV находятся

в равновесии жидкость  $l$  и два твердых раствора  $s_1$  и  $s_2$ . Этот момент отвечает эвтектической точке. Общее течение процесса кристаллизации таково же, как в случае эвтектики несмешивающихся компонентов, но выделяться будут смешанные растворы А с некоторым содержанием В по одну сторону эвтектики и, наоборот, В с содержанием А по другую. Состав твердой фазы будет отличаться от состава жидкостей, и тот, и другой будут изменяться во время кристаллизации.

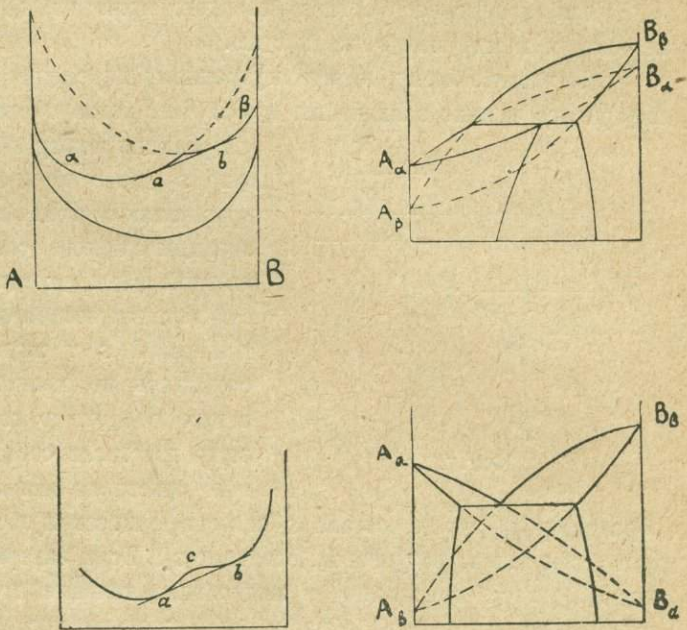
*Случай изодиморфизма смешанных растворов.*

Если вещества А и В диморфны и дают два ряда изоморфных растворов  $mA_\alpha + nB_\alpha$  и  $mA_\beta + nB_\beta$ , отличающихся кристаллической структурой, то для каждого из этих рядов мы имеем свою кривую  $\zeta$  — кривые  $\alpha$  и  $\beta$  (фиг. 22 слева вверх).

Если  $A_\alpha$  устойчивее  $A_\beta$  и, наоборот,  $B_\beta$  устойчивее  $B_\alpha$ , то кривые будут иметь вид, изображенный на нашем рисунке.

Их твердые растворы в пределах от  $a$  до  $b$  будут распадаться. Вправо от  $b$  будет раствор А в  $B_\beta$ , влево — раствор В в  $A_\alpha$ . При выводе кривых плавкости нам придется рассматривать явление, протекающее аналогично тому, как это

имело место в случае неполной смесимости, но часть кривой  $acb$  (фиг. 22 слева вверх) соответствует вогнутой части кривой для случаев неполной смешиваемости твердого раствора ( $acb$  фиг. 22 слева внизу). Повторяя все, что было сказано раньше для этих случаев, увидим, что в случае изодиморфизма мы будем иметь два уже знакомых типа кривых плавкости: тип IV и тип V. К ним мы можем прийти и иначе, вывода для каждой кривой  $\zeta_s$  для  $A_\alpha B_\alpha$  и  $A_\beta B_\beta$  и кривой  $\zeta_1$  свою кривую плавкости и отбрасывая неустойчивые части, как показано на правой стороне фиг. 22 пунктиром. Построение настолько просто, что не требует дальнейших пояснений.



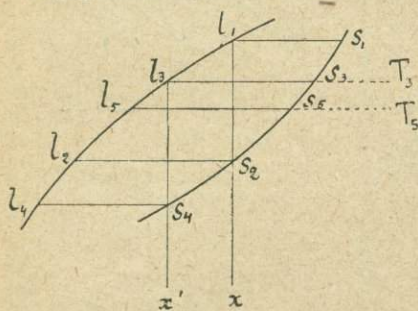
Фиг. 22.

### Образование зональных кристаллов в твердых растворах бинарной системы.

Мы видели, что при кристаллизации твердых растворов состав выделяющейся твердой фазы (кристалла) непрерывно меняется в течение процесса кристаллизации. В этом случае мы имеем две кривые: кривую жидкой фазы и кривую твердой фазы (фиг. 23). При каждой определенной температуре, напр.,  $T_3$  (давление, как принято, постоянное) существуют совместно жидкость и кристалл определенного состава,  $l_3$  и  $s_3$  на нашей диаграмме. При дальнейшем охлаждении, например, при  $T_5$  совместно существуют жидкость  $l_5$  и твердое  $s_5$  и т. д.

Для изменения состава твердого тела из  $s_3$  в  $s_5$  необходим обмен веществом между ним и жидкостью.

Но этому обмену, этому внутреннему перемещению частиц препятствует внутреннее трение в жидкости, и в случае, когда оно велико, может случиться, что реакция между  $s_3$  и  $l_3$  прекратится. Вещество  $s_3$  далее не принимает участия в превращениях системы, и продолжается кристаллизация жидкого сплава состава  $l_3$ ; состав твердой фазы, когда при дальнейшей кристаллизации возобновится обмен между твердой фазой  $s$  и жидкой  $l$ , будет меняться, спускаясь по кривой  $s$ , и если кристаллизация пойдет до конца, получим внешнюю зону кристалла состава  $s_4$ . Вместо однородного кристалла состава  $s_2$  получится кристалл,



Фиг. 23.

образованный ядром состава  $s_3$  и периферической оболочкой  $s_4$ . Общий состав всего кристалла, разумеется, отвечает  $s_2$ . Если задержка в обмене веществом выделяющихся кристаллов и жидкости в течение хода кристаллизации происходит не один раз, образуются несколько последовательных резких зон, все более и более приближающихся по составу к более легкоплавкому компоненту системы. Если процесс идет непрерывно с постоянным замедлением в обмене вещества между кристаллом и жидкостью, получается постепенно и непрерывно изменяющийся состав нарастающих вновь наружных зон кристалла, что обнаруживается в непрерывном изменении его физических свойств, например, окраски или угла погасания.

### Понятие о кривых плавкости тройных систем.

#### Общие свойства диаграмм таких систем.

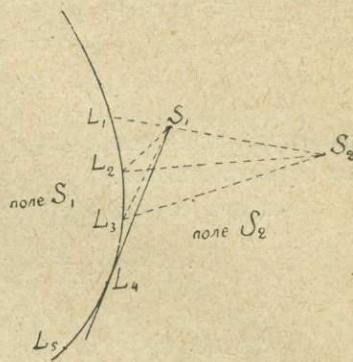
Вывод кривых плавкости для тройных систем может быть сделан тем же путем, как и для двойных, но для него приходится уже, как было сказано, прибе-

гать к пространственной диаграмме. Так как все геометрические построения, которые мы делали при выводе бинарных систем, суть построения позиционные, то все, что сказано о них, приложимо и к случаю тройных систем, но здесь больше разнообразия и сложности. Мы не будем останавливаться подробно на этих выводах возможных типов. Отметим предварительно некоторые общие свойства диаграмм.

Состав фаз в тройной системе мы изображаем точкой на основном треугольнике в барицентрических координатах. На ординатах, перпендикулярных к основному треугольнику, откладываем величину, характеризующую состояние системы: термодинамический потенциал  $\zeta$  или температуру.

В бинарной системе при постоянном давлении мы встречались с совместным существованием: одной фазы — в дивариантной системе, двух — в моновариантной и трех — в инвариантной. В системе трех компонентов, согласно правилу Д ж и б с а, соответственное число фаз будет на одну больше.

Если мы, кроме раствора (жидкой фазы), будем иметь еще одну фазу (твердую), и она будет выделяться, то состав раствора будет изменяться. Фигуративная точка его будет перемещаться по прямой, соединяющей точки выделяющегося кристаллического вещества и первоначального состава жидкости, удаляясь от первой. Точка первоначального состава лежит на этой прямой. Когда мы имеем две твердые фазы и жидкость, то их фигуративные точки или лежат на прямой, или образуют треугольник. Точка первоначального состава, т. е. состава всей системы, лежит внутри этого треугольника фаз. Состав фаз в случае, если они образуют между собою растворы (твердые или жидкие), может меняться; вершины треугольников при этом перемещаются, но точка состава всей системы не может выйти за его пределы.



Фиг. 24.

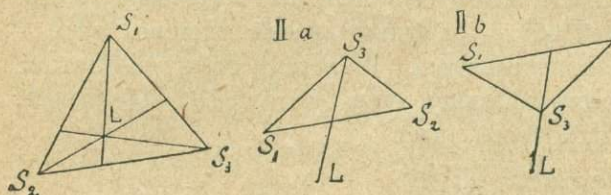
Остановимся на случае, когда имеем жидкость и две фазы. При охлаждении состав жидкости меняется, так что фигуративная точка ее  $L$  вообще движется по некоторой кривой, отделяющей поля выделения твердых  $S_1$  и  $S_2$ . Общий случай представлен на фиг. 24.

Из чертежа видно, что когда состав жидкости меняется от  $L_2$  до  $L_3$ , то одновременно с выделением  $S_1$  необходимо ему должно сопутствовать растворение некоторого количества  $S_2$ . Таким образом  $L_2 + S_2 \rightarrow L_3 + S_1$  или  $L_2 \rightarrow L_3 + S_1 - S_2$  ибо точка  $L_2$  лежит вне треугольника  $L_3 S_1 S_2$ . Такое явление будет иметь место на всем протяжении кривой  $L$  от  $L_1$  до  $L_4$  (где  $L_4$  — точка касания с прямой  $S_1 L_4$ , проведенной из ближайшей точки  $S_1$ ).

Для случая изменения состава жидкости из  $L_4$  до  $L_5$  будем, очевидно, иметь  $L_4 \rightarrow L_5 + S_1 + S_2$ , т. е. одновременное выделение  $S_1$  и  $S_2$ . Первый

случай — случай инконгруентной границы  $L$ , второй — случай конгруентности  $L$  и  $S$ . Конгруентная граничная кривая есть путь изменения состава раствора при кристаллизации. Инконгруентная кривая существует тогда, когда происходит кроме того превращение — выделение одного тела, сопровождаемое одновременным растворением другого.

В случае, когда присутствуют три фазы, кроме жидкости, — система неварианта (при постоянном давлении). При определенной температуре происходит кристаллизация или превращение системы. Фигуративные точки могут быть расположены двояко: 1) фигуративная точка жидкости расположена внутри треугольника твердых фаз, и 2) она расположена вне его (фиг. 25). В первом случае (эвтектика, конгруентная точка  $L$ ) происходит кристаллизация и одно-

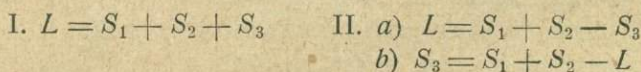


Фиг. 25.

временное выделение твердых фаз. Во втором — происходит выделение твердых  $S_1$  и  $S_2$  при одновременном растворении твердого  $S_3$  (инконгруентная точка  $L_3$ , точка пре-

вращения), при чем в случае  $a$  количество жидкости уменьшается, а в случае  $b$  увеличивается.

Эти два случая можно представить в виде таких схем (фиг. 25):



В случае  $a$ ) пары точек  $S_1$ ,  $S_2$  и  $S_3$ ,  $L$  являются противоположащими (oppositio); в случае  $b$ ) они являются сопряженными (conjunctio).

*Вывод диаграммы плавкости тройной системы в простейшем случае.*

Таким случаем будет тот, когда три компонента не полиморфны, химически не соединяются, сплаваются во всех весовых отношениях в однородную жидкую фазу, из которой выделяются при охлаждении в чистом состоянии. Система из таких веществ при переходе из жидкого состояния до полного затвердевания может быть при постоянном давлении однофазной, двухфазной, трехфазной и, наконец, четырехфазной. Последняя невариантна, т. е. возможна при вполне определенной температуре, давлении и составе жидкой фазы. Состав твердых фаз всегда постоянен.

Для вывода кривой поверхностей плавкости воспользуемся тем же приемом, каким мы пользовались при рассмотрении бинарных систем.

Уже раньше (стр. 72) было указано, что поверхность потенциалов для однородной жидкой фазы является во всех точках выпуклой книзу к плоскости основного треугольника диаграммы (треугольник концентраций);  $\zeta$  всех

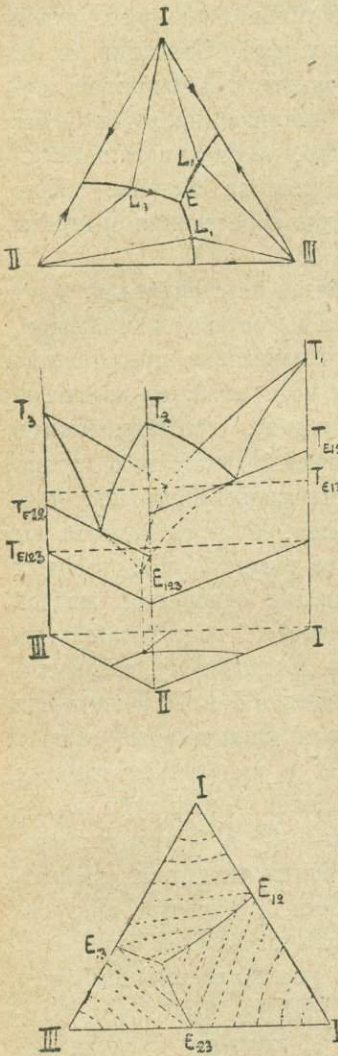
трех твердых фаз до начала застывания выше этой поверхности. По мере охлаждения потенциалы  $\zeta$  как жидкой, так и твердых фаз ( $\zeta_1$ ,  $\zeta_2$  и  $\zeta_3$ ) уменьшаются. В некоторый момент (точка плавления чистого компонента I)  $\zeta_1$  твердой фазы I становится равным соответственно  $\zeta$  жидкой фазы, а затем становится меньше последнего.

Когда это будет достигнуто, на диаграмме потенциалов можно провести из точки  $\zeta_1$ , т. е. конца ординаты, изображающей потенциал твердого, пучок касательных к поверхности потенциалов  $\zeta$  жидких фаз. Проекция их на треугольнике концентрации представятся пучком прямых, исходящих из вершины I. В числе этих прямых будет такая, которая проходит через ординату, отвечающую данному составу системы. Тогда, рассматривая построение, увидим, что на ординате, отвечающей точке состава системы, имеем точку  $\zeta$  потенциала жидкой фазы, лежащую выше точки пересечения ординаты с касательной из  $\zeta_1$  твердой фазы I к поверхности  $\zeta$ .

Однородная жидкая фаза данного состава будет неустойчива и будет распадаться, выделяя твердое тело I и меняя состав до состава, отвечающего точке касания. На треугольнике концентраций это изменение представится перемещением точки, отвечающей составу жидкости по прямой, соединяющей точку первоначального состава с вершиной I в сторону, противоположную этой вершине. Так явление будет идти, пока потенциал  $\zeta$  какого либо другого твердого компонента, скажем II, не станет ниже  $\zeta$  его жидкого расплава, т. е. пока температура не падет ниже его точки плавления. С этого момента мы на ребрах призмы диаграммы (I и II) имеем уже две точки:  $\zeta_1$  и  $\zeta_2$  твердых компонентов, лежащими ниже поверхности потенциалов однородной жидкой фазы. Через эти две точки можно провести к поверхности  $\zeta$  одну касательную плоскость. Пусть точка касания будет  $\zeta_0$ . Тогда, по предыдущему, заключим, что с некоторого момента смесь двух твердых компонентов I и II и жидкости (с потенциалом  $\zeta_0$ ) будет устойчивее—однородно жидкой фазы того же состава и, следовательно, будет происходить распадение ее с выделением твердых I и II и изменением состава жидкости. По мере падения температуры и, следовательно, все большего относительного опускания  $\zeta_1$  и  $\zeta_2$  твердых фаз, проекция точки касания  $\zeta_0$  на треугольник концентрации двигается, удаляясь от I и II. Когда все три  $\zeta_1$ ,  $\zeta_2$  и  $\zeta_3$  ниже поверхности  $\zeta$ , возможно провести через каждую пару их касательную плоскость; таких плоскостей будет три.

На основании треугольника концентраций (см. рис. 26 вверху) мы будем иметь три треугольника для I II  $L_3$ , II III  $L_1$  и I III  $L_2$ . По мере падения температуры точки  $L_1$ ,  $L_2$  и  $L_3$  перемещаются по кривым, как указано стрелкой. Кривые эти сходятся в одной точке E, отвечающей точке касания плоскости  $\zeta_1 \zeta_2 \zeta_3$  с поверхностью  $\zeta$  однородно-жидкой фазы. Эта точка отвечает наиболее низкой температуре одновременной кристаллизации всех трех компонентов I, II и III. Система в этой точке при постоянном давлении инвариантна. Это и будет тройная эвтектическая точка.

Тем же методом, какой был применен при рассмотрении бинарных систем, мы получим пространственную диаграмму плавкости тройной системы. В рассматриваемом случае она имеет такой вид, как это изображено в середине фиг. 26. Форму поверхности плавкости можно представить при помощи изотерм

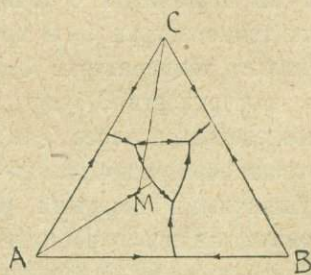
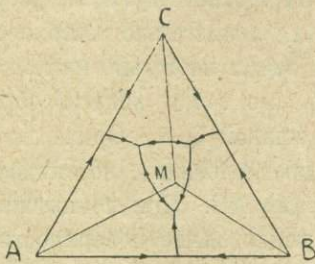
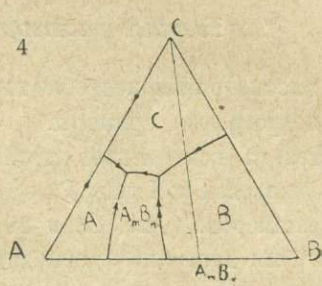
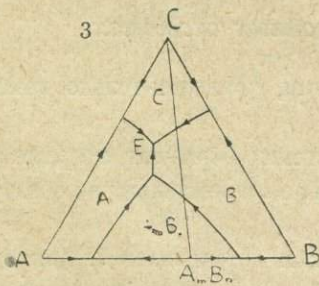
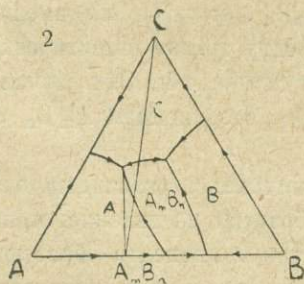
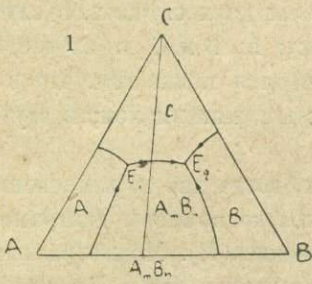
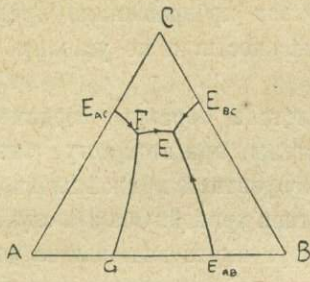


Фиг. 26.

кристаллизации, т. е. линий, соединяющих фигуративные точки составов сплавов с одинаковой температурой начала кристаллизации. Это тот же способ представления формы поверхности плавления, какой применяется в топографии при изображении формы земной поверхности при помощи горизонталей. На следующем рисунке (фиг. 26 внизу) дана схема такого изображения для рассмотренного случая тройной эвтектики компонентов, не дающих твердых растворов. Изотермы кристаллизации изображены в виде пунктирных линий. Путь кристаллизации, т. е. линия, по которой изменяются составы расплава, вначале представляется прямой, идущей по направлению от точки первоначального состава в сторону, прямо противоположную выделяющемуся компоненту. Для построения этой прямой надо соединить фигуративную точку данного сплава с вершиной, отвечающей выделяющемуся компоненту; продолжение этой прямой по другую сторону точки данного состава и представит начало пути кристаллизации. Достигнув по этому пути линии диаграммы, соединяющей двойную и тройную эвтектику, фигуративная точка расплава движется по этой линии (эвтектическая линия) по направлению к тройной эвтектике. При этом выделяются оба компонента, от двойной эвтектики которых начинается эта линия. По достижении тройной эвтектики все три компонента кристаллизуются одновременно.

Рассмотренный случай является простейшим случаем тройных систем. Мы не будем дальше останавливаться на выводе всех гораздо более разнообразных, чем в бинарных системах, случаях кривых плавкости, ограничившись лишь несколькими наиболее важными примерами.

1. Один из компонентов тройной системы, не образующий твердых растворов, диморфен с энантиотропным превращением. Точка превращения лежит выше двойной эвтектики А и В и ниже эвтектики А и С (фиг. 27, самый



Фиг. 27.

верхний чертеж). В этом случае поверхность выделения компонента А имеет перелом FG. Линия этого перелома (кривая превращения) представляет изотерму, т.е. лежит в горизонтальной плоскости, и по условию эта плоскость проходит выше  $E_{AB}$  и ниже  $E_{AC}$ .

2. Два из компонентов тройной системы образуют соединение. Как мы видели при рассмотрении бинарной системы, при этом могут быть два случая: 1) случай открытого максимума или конгруэнтной кривой плавкости, и 2) случай скрытого максимума или инконгруэнтной кривой. Оба эти случая могут иметь место в тройной системе. Диаграммы будут иметь вид, как на фиг. 27, 1 и 2.

Могут быть еще такие случаи, представляющие видоизменение диаграмм 1 и 2-й (фиг. 27, 3 и 4). Вместо двух тройных эвтектик А, С и  $A_mB_n$  и С, В и  $A_mB_n$ , которые мы имели в первых двух случаях, в случаях 3 и 4 мы имеем одну только эвтектическую точку: А, В и С в случае 3-м, и А, С и  $A_mB_n$  в случае 4-м. Эти случаи различаются также тем, что в случае 3-м имеем дело с соединением  $A_mB_n$  с открытым максимумом; в случае 4-м — со скрытым.

Ограничиваясь сказанным о случаях, когда два из компонентов тройной системы образуют соединение, приведем только примеры диаграмм плавкости, когда все три компонента образуют соединение (М). Можно различать и здесь конгруэнтную диаграмму плавкости и инконгруэнтную. Простейшие случаи представлены на двух изображенных внизу диаграммах (фиг. 27).

### *Твердые растворы в тройных системах.*

Не рассматривая подробно такие случаи, приведем только наиболее важные для петрографии примеры.

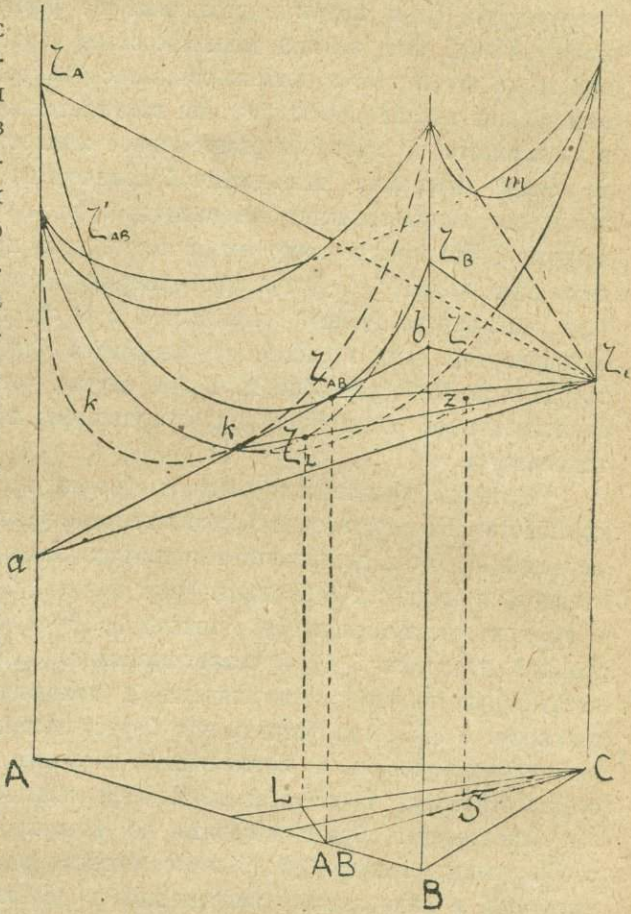
а) Два из компонентов тройной системы образуют твердые растворы с кривой плавкости по I типу Розебуа. Третий компонент не образует с ними твердых растворов. (Фиг. 28 и 29).

Построим диаграмму термодинамических потенциалов  $\zeta$ . Для однородной жидкой фазы будем иметь поверхность  $\zeta$ , выпуклую во всех точках книзу. Для твердых растворов компонентов А и В кривую  $\zeta_{AB}$  на граничной плоскости АВ и для компонента С точку  $\zeta_C$  на соответствующем ребре призмы. При высоких температурах  $\zeta_C$  и кривая  $\zeta_{AB}$  лежат выше поверхности  $\zeta$ . При достаточно низких температурах  $\zeta_C$  и  $\zeta_{AB}$  лежат настолько ниже поверхности  $\zeta$ , что ниже поверхности  $\zeta$  будут лежать все точки конуса, образованного прямыми, проведенными через  $\zeta_C$  и точки кривой  $\zeta_{AB}$ . Ординаты точек построенного таким образом конуса представляют, очевидно, потенциалы ( $\zeta_C + AB$ ) смеси С с различными твердыми растворами АВ. При понижении температуры эта коническая поверхность из положения выше поверхности  $\zeta$  переходит в положение ниже ее. Исследуя геометрически свойства возможных случаев их пересечения, можно вывести кривые плавкости тройных систем, в ко-

торые входят твердые растворы, подобно тому, как это было сделано, исследуя пересечения поверхности  $\zeta$  и плоскости  $\zeta_{A+B+C}$  для случая тройной эвтектики.

Не останавливаясь на таком выводе вообще, разберем указанный случай, когда кривая плавкости В и А принадлежит к I-му типу бинарных систем, а С с ним не изоморфна (фиг. 28). Пусть коническая поверхность  $\zeta_{AB}$  пересекается с поверхностью  $\zeta$ , как это представлено на рисунке.

Можно тогда провести плоскость, проходящую через  $\zeta_C$  и касательную к поверхности  $\zeta$  и кривой  $\zeta_{AB}$ . Для ее построения проведем из  $\zeta_C$  прямые, касательные к поверхности  $\zeta$ ; совокупность их составит также коническую поверхность, облегающую  $\zeta$ . След этой поверхности на грани призмы АВ представлен пунктирной кривой  $kk'$ . Проведем на грани призмы АВ общую касательную  $ab$  к кривым  $\zeta_{AB}$  и  $kk'$ ; точка касания ее с  $kk'$  будет  $k$ . Но  $k\zeta_C$  — одна из образующих конуса  $\zeta_C kk'$ , облегающего поверхность  $\zeta$ , а потому имеет с нею общую точку касания  $\zeta_L$ . Это и будет искомая точка. Точки  $\zeta_{AB}$ ,  $\zeta_L$  и  $\zeta_C$  лежат таким образом в плоскости, одновременно касательной к поверхности  $\zeta$  и к кривой  $\zeta_{AB}$ , образуя треугольник, проекция которого на треугольнике концентрации будет  $LC(AB)$ .



Фиг. 28.

Плоскость этого треугольника в момент, изображенный на чертеже, лежит ниже поверхности  $\zeta$  однородно-жидкой фазы, поэтому однородно-жидкая фаза состава S, фигуративная точка которой на плоскости треугольника концентраций лежит внутри  $LC(AB)$ , распадается на три фазы:  $C + (AB) +$  жидкость. Три точки, обозначенные этими буквами на треугольнике концентрации,

и образуют треугольник фаз. Относительные количества фаз С и (АВ) определяются положением точки S данного состава по правилу барицентрических координат. Соединяя S и С и продолжая CL до пересечения с АВ, видим важную особенность; что состав твердой фазы [твердого раствора (АВ)] богаче более тугоплавким компонентом В, а состав жидкости богаче более легкоплавким компонентом.

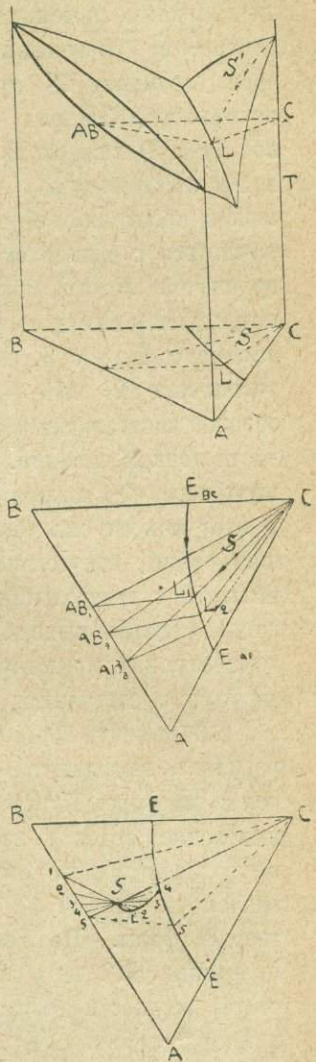
Диаграмма термодинамического потенциала, построенная выше, относится к определенной температуре Т. Делая построения для различных температур, мы будем получать различные по форме и по положению треугольнички (АВ)СL фаз, но при данном составе первоначальной смеси фигуративная точка его S всегда должна оставаться внутри треугольничка фаз. В первый момент начала кристаллизации выделяется или твердая фаза С, или (АВ) в зависимости от состава первоначальной жидкости. На соответствующей этим моментам диаграмме потенциалов  $\zeta$  коническая поверхность  $\zeta_C \zeta_{AB}$  расположена еще настолько выше поверхности  $\zeta$ , что построение плоскости  $\zeta_C ab$  невозможно. Это прежде всего имеет место, пока прямая  $ab$  не лежит всеми точками ниже кривой  $\zeta_B \zeta_C$ , т.е. при температурах выше двойной эвтектики С и В. При температуре двойной эвтектики С и В эти компоненты кристаллизуются одновременно, если в сплаве не содержится более легкоплавкого компонента твердого двойного раствора А. В том случае, когда он входит в состав сплава, одновременное выделение двух твердых фаз начинается при более низкой температуре.

Если мы обратимся к диаграмме потенциалов, легко заметим следующее ее свойство. При достаточно высоких температурах построение треугольничка фаз невозможно. Когда достигнута температура плавления компонента В, точки  $\zeta_B$  твердого и жидкости совпадают. Треугольничок  $\zeta_C \zeta_{AB} k$  в этом случае обращается в прямую, соединяющую  $\zeta_B$  с точкой  $\zeta_C$ . До момента, когда проведение касательной плоскости  $\zeta_C \zeta_{AB} k$  станет возможным, мы можем из точки  $\zeta_C$  провести касательную линию к поверхности  $\zeta$ , находящуюся в одной вертикальной плоскости с  $\zeta_S$ ; тогда увидим, что  $\zeta$  расположена выше этой линии, а следовательно, будет иметь место распад жидкости на С и новую жидкую фазу, соответствующую точке касания. По мере охлаждения построенная таким образом касательная будет скользить по поверхности и непременно совпадет с образующей конуса  $\zeta_C k$ . С этого момента возможно построение треугольничка фаз, и начинается одновременное выделение С и (АВ). По мере падения температур, треугольничок  $\zeta_{AB} \zeta_C k$  скользит по поверхности  $\zeta$ , опускаясь и меняя свою форму, причем он касается поверхности  $\zeta$  в точке  $\zeta_L$ . При этом движении он необходимо пересекает ординату  $zS$ , отвечающую первоначальному составу сплава. Пересекая ее, он сначала встречается с нею стороной  $k\zeta_C$ , а в последний момент пересечения стороной  $\zeta_{AB} \zeta_C$ . Пока имеет место пересечение  $zS$  с плоскостью  $\zeta_C \zeta_k \zeta_{AB}$ , происходит распад однородно-жидкой фазы на три: С, (АВ) и L (жидкость), т.е. одновременная кристаллизация С и АВ. Треугольничок

$\zeta_{AB} \zeta_C \zeta_L$  в тройной системе соответствует отрезку касательной к кривым потенциалов в бинарной системе, заключенному между точками касания.

В рассматриваемом нами случае, когда В и А обладают кривой плавкости I типа, треугольник фаз во всех частях диаграммы движется от ординаты В по направлению к А. Все время меняется состав L и состав (AB), причем L всегда богаче А, чем (AB). Составы L начинаются двойной эвтектикой В и С, а кончаются двойной эвтектикой А и С.

После сказанного понятна форма диаграммы плавкости тройной системы в рассматриваемом случае. Ее построение совершенно аналогично тому, как это делалось в бинарной системе. На рис. 29 вверху представлено изображение пространственной диаграммы тройной системы. Пунктиром изображен треугольник фаз в момент начала одновременной кристаллизации С и (AB) при температуре Т. Ход кристаллизации в данном случае, именно, когда S лежит между точкой С и линией  $E_{BC} E_{AC}$ , таков: когда температура достигнет некоторой величины  $T'$ , начинает выделяться компонент С, состав жидкости изменяется, так что его фигуративная точка движется по прямой SL, составляющей продолжение CS. Когда она достигнет  $L_1$ , начинается выделение  $AB_1$  одновременно с С. В первый момент количество АВ бесконечно мало—точка S в треугольнике фаз  $CL_1(AB_1)$  лежит на стороне  $CL_1$ . В этот момент система состоит из жидкости  $L_1$  и твердого С, количества которых относятся, как  $CS:CL_1$ . Дальше при одновременном выделении АВ и С, состав жидкой фазы меняется от  $L_1$  к  $L_2$  и  $L_3$  по кривой  $E_{BC} E_{AC}$ . Эта кривая носит название эвтектической линии. Треугольник фаз перемещается, изменяя форму, из  $(AB_1)L_1C$  в  $(AB_2)L_2C$  и т. д. В некоторый момент, когда он занимает положение  $(AB_2)L_2C$ , система состоит из трех фаз, количество которых определяется по правилу барицентрических координат, разлагая вес S на слагаемые С,  $AB_2$  и  $L_2$ . В момент, когда треугольник примет положение  $C(AB_3)L_3$ , т. е., когда S попадет на сторону  $(AB_3)C$ , количество жидкой фазы, все уменьшавшееся при процессе, станет, наконец, равным нулю. Кристаллизация закончится, и система будет состоять из двух твердых компонентов С и твердого раствора  $(AB_3)$ , относительные количества которых измеряются отношением  $S(AB_3):C_1S$ . Как видим, все время



Фиг. 29.

состав твердого раствора АВ изменялся непрерывно от АВ<sub>1</sub> до АВ<sub>3</sub>, что возможно при непрерывно восстанавливаемом совершенном равновесии путем диффузии.

Рассмотрим теперь другой случай в той же системе, именно, когда S лежит по другую сторону эвтектической кривой ближе к ВА. В этом случае на диаграмме потенциалов (рис. 28) при достаточно высоких температурах, построение треугольника фаз также невозможно. Тогда можно, проведя через ординату  $\zeta_S$  пучок параллельных плоскостей, получить ряд сечений поверхности  $\zeta$  и ряд точек пересечения каждой из этих плоскостей с кривой  $\zeta_{AB}$ . В каждой из этих плоскостей из точки пересечения ее с  $\zeta_{AB}$  проведем касательную к линии пересечения с поверхностью  $\zeta$ . Получим ряд прямых в пространстве (образующих некоторую винтовую поверхность), пересекающихся с ординатой  $\zeta_S$ . Взяв ту из них, точка пересечения которой с этой ординатой лежит ниже всего, будем иметь на ней  $\zeta_{AB}$  и  $\zeta'_L$ , отвечающие потенциалам твердого раствора (АВ)<sub>1</sub> и жидкости L, смесь которых, одинаковая по составу с S, обладает более низким потенциалом. Происходит поэтому распад S → АВ<sub>1</sub> + L. По мере падения температуры, построенная таким образом касательная к поверхности  $\zeta$  будет, опускаясь, скользить по этой поверхности точкой касания. В некоторый момент она попадет в плоскость, проходящую через  $\zeta_C$  и касательную одновременно к кривой  $\zeta_{AB}$  и поверхности  $\zeta$ . В этот момент она совпадет с прямой  $\zeta_{AB}$   $\zeta'_L$ . В дальнейшем уже возможно построение треугольника фаз, так как имеет место пересечение ординаты  $\zeta_S$  с треугольником фаз, и процесс идет подобно тому, как в случае, когда первым выделяется компонент С. Если мы обратимся к треугольнику концентраций, представляющему основание нашей диаграммы, то ход кристаллизации представится на нем в таком виде (фиг. 29, нижний треугольник).

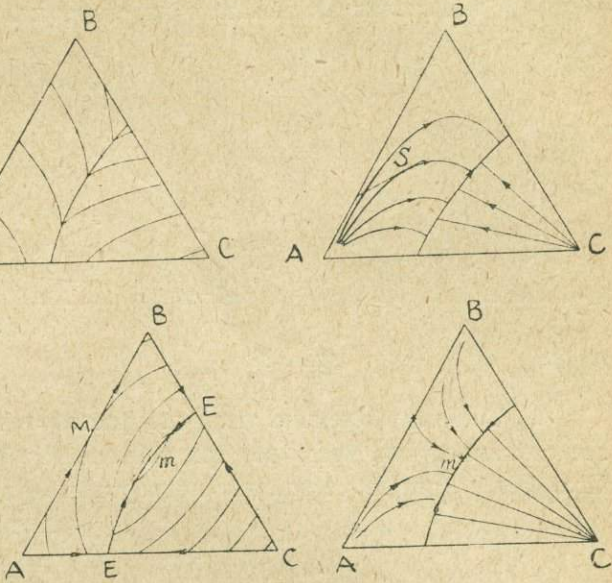
В момент, когда начинается кристаллизация твердого раствора (АВ) из расплава выделяются кристаллы состава, в котором отношение В:А больше, чем в растворе. Пусть состав (АВ) отвечает точке, отмеченной цифрой 1. Его выделение ведет к изменению состава в жидкости в направлении 1S, но в противоположную сторону. Пусть этот состав меняется из S в точку, обозначенную цифрой 1'. Но по мере хода кристаллизации меняется и состав твердой фазы. Поэтому состав жидкости не будет все время меняться в направлении S1', но в следующий момент, когда выделяется уже АВ состава 2, состав жидкости должен изображаться точкой 2', лежащей на продолжении 2S и на расстоянии 2'S > 1'S. В момент, когда АВ имеет состав 3, жидкость должна иметь состав 3' и в момент состава (АВ), отвечающему 4, состав жидкости—4'. В этот момент состав жидкости достигает эвтектической кривой. Одновременно с АВ начинает выделяться и С; дальнейшее изменение состава жидкости следует по линии EE и кристаллизация заканчивается, когда в точке 5' количество жидкости становится равным нулю.

Изотермы и пути кристаллизации рассмотренной системы представлены на следующем рисунке (фиг. 30, верхние два чертежа). При начале кристал-

лизации состава  $S$  начинает выделяться  $AB$  состава, определяемого пересечением сторон  $AB$  с касательной к пути кристаллизации в точке  $S$ .

Мы рассмотрели тройную систему, в которой два из компонентов образуют твердый раствор типа I Розенбума, потому что такая система имеет особенно важное значение в петрографии изверженных пород. Не останавливаясь на выводе других типов диаграммы, приведем их лишь, как примеры.

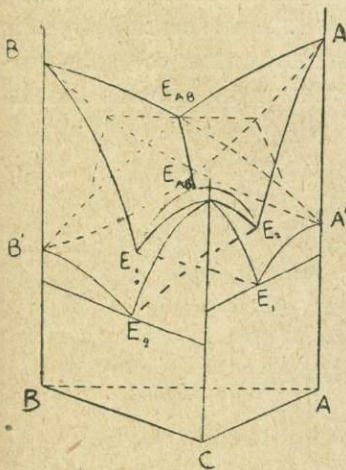
б) Случай, когда  $A$  в тройной системе два компонента дают смешанный раствор типа III. Изотермы и пути кристаллизации изображены на приведенном рисунке (фиг. 30) внизу; кривая  $EE$  (эвтектическая) имеет минимум в точке  $m$  соответственно с существованием минимума в системе  $AB$  в точке  $M$ .



Фиг. 30.

с) Два компонента тройной системы изодиморфны или образуют ряд с разрывом. Чтобы дать понятие об этом случае, вспомним диаграмму для случая изодиморфизма бинарной системы фиг. 22.

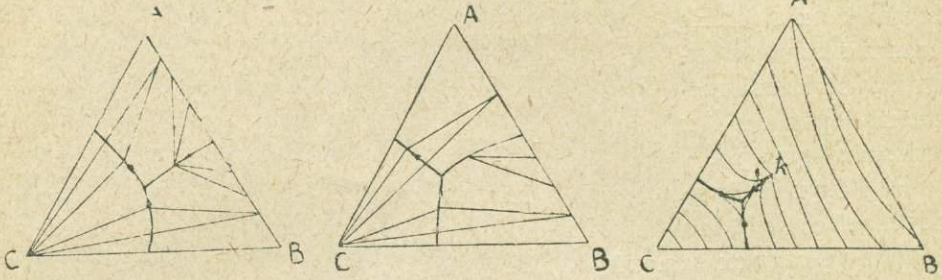
Построение такой диаграммы в приложении к тройной системе дает совокупность поверхностей, как показано на фиг. 31. Каждая кривая плоскости  $VA'$  и  $AB'$  вместе с компонентом  $C$  дает пару поверхностей, пересекающихся по эвтектическим линиям  $E_1E_1$  и  $E_2E_2$ . Поверхности  $E_2AE_{AB}$  и  $E_1BE_{AB}$  пересекаются по эвтектической линии  $E_{AB}$ . Пересечением трех пар этих поверхностей определится инвариантная точка системы, причем могут быть два случая: или случай тройной эвтектики, или случай точки перелома кривой, как это показано на следующем рисунке фиг. 32. Эти случаи отвечают двум случаям бинарной системы (ср. фиг. 22).



Фиг. 31.

д) Один из возможных случаев в тройной системе тот, когда два компонента в чистом

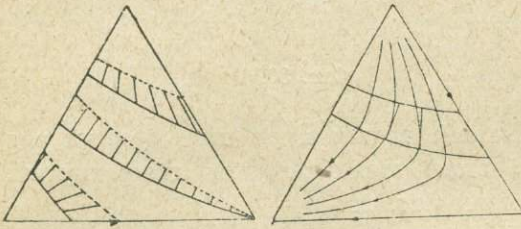
виде, дающие бинарную систему III типа, при понижении температуры от прибавления третьего компонента распадаются на твердые растворы по типу IV. В этом случае имеет место критический пункт  $k$  на поверхности диаграммы плавкости, начиная с которого вниз изотермы приобретают излом, как это показано на следующей фигуре. (Фиг. 33).



Фиг. 32.

Фиг. 33.

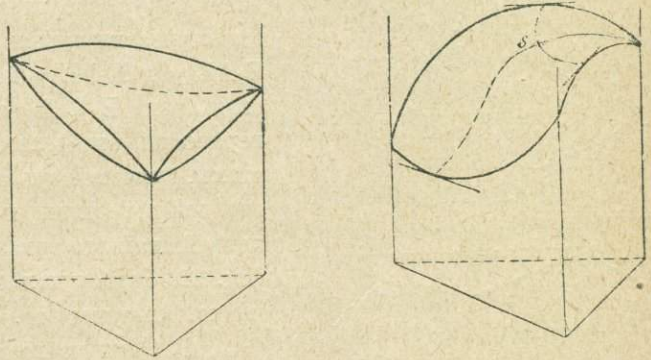
е) Тройная система с твердыми растворами трех компонентов. Еще более сложные случаи, когда все три компонента образуют смешанные кристаллы. Если эти растворы составляют непрерывный ряд без распада, то мы будем



Фиг. 34.

иметь на пространственной диаграмме две поверхности: одну, отвечающую жидкой фазе, другую — твердому раствору. Каждой точке первой отвечает точка второй. На диаграмме фиг. 34 слева изображены примеры изотерм жидкости (сплошными линиями) и твердого раствора (прерывистыми), отрезки прямых между ними соединяют со-

ответственные точки. Справа на фиг. 34 представлены пути кристаллизации и одна из пар изотерм для системы, диаграмма плавкости которой, представленная на фиг. 35 слева, не обладает ни максимумом, ни минимумом. На диаграмме, рядом фиг. 35 справа, изображен случай с двумя максимумами и одним минимумом в двойных системах, входящих в состав тройной.



Фиг. 35.

В случае тройной системы могут быть: тройной максимум, тройной минимум или точка перегиба  $s$ , в которой поверхности из выпуклых становятся вогнутыми. Точки максимума, минимума и перегиба—это те точки, где сходятся пути кристаллизации. На фиг. 35 справа изображен такой случай с точкой перегиба.

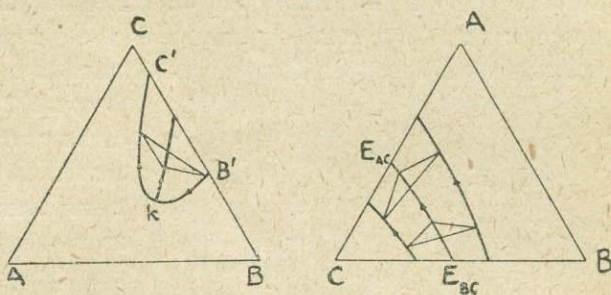
В том случае, когда три компонента системы образуют не сплошной ряд твердых растворов (ограниченный изоморфизм), в определенных границах, происходит распад системы на три фазы.

Мы так же, как и в рассмотренных выше случаях, будем иметь треугольник фаз, но вершины его уже не будут находиться только на вершинах или на сторонах основного треугольника концентрации, а будут находиться и внутри его. При изменении температур состав

фаз изменяется, треугольник фаз перемещается, и его вершины описывают некоторые кривые. Совокупность трех таких кривых, отвечающих трем вершинам треугольника фаз, носит название триады кривых.

Одна из них отвечает составу жидкости, две других—составам твердых фаз. (Фиг. 36). При перемещении треугольника фаз, его вершина, отвечающая жидкой фазе, движется впереди вершин твердых фаз.

На диаграммах фиг. 36 представлены два примера тройных систем с такими твердыми растворами. На первой фигуре область распада  $C'kB'$ . Здесь  $k$  является критической точкой. На второй имеем эвтектическую линию  $E_{AC}E_{BC}$ .

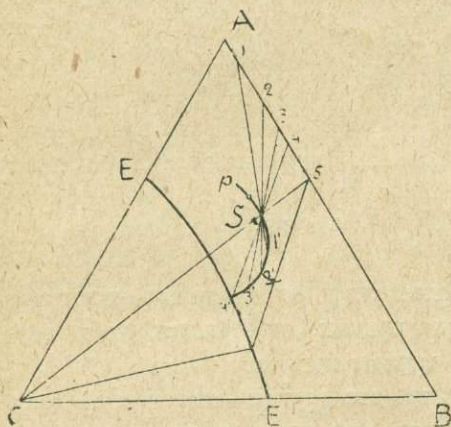


Фиг. 36.

### Образование зональных кристаллов в тройных системах.

Подобно тому как в бинарных системах, так и в системах тройных, в том случае, когда в состав системы входят компоненты, образующие твердые растворы, при кристаллизации, как мы видели, происходит обмен вещества между выделившимся кристаллом и жидкой фазой. Если какие либо причины препятствуют этому, то получаются так же, как и в бинарных системах, зональные кристаллы. Вспомним ход процесса в бинарной системе. При совершенном равновесии между кристаллом и жидкостью, как указано, в каждый момент кристаллизации идет обмен вещества между жидкой и твердой фазой. Возьмем тройную систему, разобранный выше (стр. 92—96), диаграмма которой представлена на рис. 37. Пусть  $p$ —путь кристаллизации и  $EE$  эвтектическая линия. Кристаллизация

состава  $S$  начинается выделением твердого раствора состава 1. Жидкость меняет свой состав по кривой  $p$ ; когда ее состав достигнет  $2'$ , соответствующий состав твердого тела будет 2; когда состав жидкости  $3'$ , состав твердого—3. При этом непрерывно происходит превращение  $2+2' \rightarrow 3+3' \rightarrow 4+4'$ . В случае несовершенного взаимодействия кристалла и жидкости в некоторый момент, например,  $2+2'$  прекращается реакция между жидкостью и кристаллом. Тогда с этого момента начинается кристаллизация жидкости состава  $2'$  так, как будто бы ранее выделявшихся кристаллов не было, продолжающие наростать на них внешние части изменяют свой состав при неизменяющемся ядре. Получается отличающаяся от ядра наружная зона.



Фиг. 37.

В точке  $2'$  начинает выделяться кристалл состава, который будет определяться пересечением стороны треугольника концентрации  $AB$  с касательной из точки  $2'$  к проходящей через нее кривой пути кристаллизации. Если все время процесса непрерывно задерживается реакция между выделяющимся кристаллом и жидкостью, то происходит непрерывное изменение состава зон, подобно тому, как это имеет место в бинарной системе.

Достигнув эвтектической кривой, фигуративная точка продолжает двигаться по ней при одновременном выделении  $S$  и  $AB$ . И на этом пути, если продолжает действовать причина, задерживающая реакцию между  $AB$  и жидкостью, продолжает изменяться состав вновь нарастающих наружных зон кристалла. В конце концов, вместо однородных смешанных кристаллов  $AB$  состава, отвечающего точке 5, и кристаллов  $S$ , мы будем иметь смесь  $S$  с зональными кристаллами, которые в ядре будут иметь состав, близкий к 1, а в наружных зонах — состав более богатый легкоплавким компонентом  $B$ , чем тот, фигуративная точка которого отмечена цифрой 5.

### Система четырех и более компонентов.

Мы уже знаем, как можно при помощи барицентрических координат изображать состав образуемых ими фаз точкой внутри тетраэдра или вообще точкой в пространстве. По правилу фаз в системе четырех компонентов, состоящей из сплава и одного твердого тела при данном давлении и данной температуре, имеются две степени свободы. Сплавы, насыщенные веществом одной из твердых фаз, представляются геометрическим образом двух измерений—некоторой поверх-

ностью. Пересечение таких поверхностей дает линию насыщения двумя твердыми фазами при определенном постоянном давлении и постоянной температуре. Пересечение трех поверхностей — т.-е. точка в пространстве, отвечает системе: сплав и три твердых компонента. Таким образом, системами пересекающихся поверхностей могут быть представлены изотермы системы четырех компонентов.

При изменении температуры изотермы смещаются, причем линии насыщения двумя твердыми фазами описывают поверхности, а угловые точки насыщения тремя твердыми описывают линии пересечений этих поверхностей. Тетраэдр разделяется на участки. Каждый из них представляет область насыщения одним компонентом, который начинает выделяться при охлаждении того состава, фигуративная точка которого лежит в этой области. С момента начала его выделения, состав жидкости меняется, его фигуративная точка движется в пространстве по пути кристаллизации. Когда в этом движении она достигает поверхности, разграничивающей область насыщения двух твердых фаз, начинают выделяться обе эти фазы одновременно, и состав жидкости (третья фаза) меняется так, что фигуративная его точка движется, оставаясь в разграничительной поверхности. При дальнейшем пути ее в этой поверхности она встречает кривую пересечения этой поверхности с другими (криволинейное ребро области насыщений первой из выделяющихся составных частей). Тогда из раствора одновременно выделяются три кристаллических вещества, и состав жидкости изменяется, следуя по указанной кривой, пока не будет достигнута четверная эвтектика (угловая точка, где сходятся четыре области насыщения разными веществами), или не будет исчерпана вся жидкость, как это может быть в случае образования твердых растворов.

Из сказанного видно, как, увеличивая число компонентов, мы должны переходить ко все более и более сложным геометрическим образам, которые являются вспомогательным средством при изучении свойств таких систем. Уже для четырехкомпонентной системы мы можем выражать фигуративными точками в пространстве лишь состав системы и фаз. Для изображения температуры или потенциалов, было бы необходимо прибегнуть к методам новой геометрии и рассматривать уже образы четырех измерений. В случае пятикомпонентной системы, даже состава мы не можем представить фигуративными точками в трехмерном пространстве.

Но, переходя от более простых систем к более сложным, мы можем видеть общие свойства, повторяющиеся в соответственно видоизмененной форме в различных системах: например, свойства треугольника фаз, аналогичные свойствам отрезка прямой в бинарной системе и сфеноэдра фаз в четверной системе. Мы видели, далее, как особенности двойной системы, входящей в тройную, в качестве ее составной части, отражаются на свойствах последней, и, обратно, из тройной системы мы можем выделить, как ее

часть, двойную, обладающую уже меньшею сложностью. Подобным же образом вообще из поликомпонентных систем мы можем выделять системы низших порядков и по их свойствам судить о некоторых свойствах этой системы высшего порядка. Таким путем, изучая сравнительно простые системы минералов, мы можем прийти к важным заключениям о свойстве магмы, представляющей сложный расплав—раствор многих компонентов.

Для упрощения можно прибегнуть к различным способам:

1) Магма содержит летучие компоненты в растворе, в более кислых магмах—более обильные, чем в основных. Мы можем изучать соответствующие сухие сплавы, лишенные этих летучих составных частей. Близкий случай в природе имеем при застывании излившихся магм—лав.

2) Можно дальнейшее упрощение сделать, исключая некоторые второстепенные составные части.

3) Мы знаем, что сходные по химическому характеру окислы в породах можно объединить в группы: например,  $K_2O$  и  $Na_2O$ ,  $MgO$  и  $FeO$ . Можно вместо горных пород, представляющих системы из всех этих окислов, рассматривать сходные системы окислов разных групп, беря их по отдельности. Так можно рассматривать системы, куда входит только  $Na_2O$  из щелочей, вместо систем с  $Na_2O$  и  $K_2O$ ; только  $MgO$ —вместо тех, где присутствуют и  $MgO$ , и  $FeO$  и т. д.

4) При процессах, при которых образуются химические соединения некоторых компонентов, факторами равновесия в системе являются концентрации этих компонентов. Но когда образуются соединения, если последние не диссоциированы, сами эти соединения являются компонентами. Число факторов равновесия таким образом уменьшается. Так, вместо четверной системы  $SiO_2 + Al_2O_3 + CaO + MgO$  мы имеем двойную систему  $CaOAl_2O_3 \cdot 2SiO_2 + CaOMgO \cdot 2SiO_2$ .

5) При выборе таких упрощенных систем можно руководиться парагенезисом минералов в породах: так, кварц не встречается совместно с корундом, с нефелином, энстатит—совместно с волластонитом и т. д.

Все такие упрощенные системы можно назвать гагломагматическими системами. Боуэн назвал гаглобазальтовую и гаглодиоритовую<sup>1)</sup> (последнюю лучше называть гаглоандезитовую) систему  $mNa_2OAl_2O_3 \cdot 6SiO_2 + nCaOAl_2O_3 \cdot 2SiO_2 + pCaOMgO \cdot 2SiO_2$ . Подобным же образом можно назвать гаглоперидотитовую систему  $mMg_2SiO_4 + nFe_2SiO_4 + pSiO_2$ ; гаглофонолитовую  $Na_2OAl_2O_3 \cdot 2SiO_2 + SiO_2 + Mg_2SiO_4$ ; гаглопегматитовую—системы  $mKAlO_2 + nSiO_2 + pH_2O$ , изученную Бауром и т. д.

Вывод рассмотренных выше кривых плавкости, приводит к совершенно определенным типам их, но форма этих кривых рассмотрена лишь с качественной стороны. Большого и не мог дать примененный метод, но его преимущество в том, что мы не вводили в ход наших рассуждений никаких гипотетических представлений о состоянии раствора.

<sup>1)</sup> *ἀπλοῦς*: греческое слово, значит простой, упрощенный.

Можно в простейшем случае бинарной эвтектики подойти к решению вопроса и иначе: путем аналитическим, исходя из уравнения состояний системы. Согласно кинетической теории растворов, мы можем представлять растворенное вещество, т.-е. то, которое находится в количестве меньшем, чем это нужно для образования эвтектики, в состоянии, подобном газовому. Его молекулы подвижны, как молекулы газа, их удары производят давление, подобное газовому — осмотическое давление. В самом грубом приближении, которое отвечает более или менее только случаю весьма разведенных растворов, между осмотическим давлением ( $p$ ), объемом растворителя ( $v$ ) и абсолютной температурой ( $T$ ) существует такая зависимость:  $pv = RT$ .

Это уравнение Вант-Гоффа аналогично уравнению Мариотта для газов. Если в этом уравнении  $v$  — молекулярному объему, т.-е. объему, занимаемому столькими граммами вещества, сколько единиц в его молекулярном весе  $m$ , то  $R = H$  — величина постоянная для всех веществ.

Растворим  $g$  грамм вещества в  $G$  раствора.  $g$  занимает объем  $G$ , а  $m$  — объем  $v$ ;  $g : G = m : v$ , откуда  $v = m \frac{G}{g}$ . Наша формула для осмотического давления будет иметь вид:  $p = \frac{H.T.g}{m.G}$ . . . . . (I)

Пусть раствор в равновесии. Понижая температуру на  $\Delta T$ , получим замерзание  $\Delta G$  грамм раствора. Для растворенного вещества, занимавшего раньше объем, отвечающий  $G$ , а теперь  $G - \Delta G$ , произойдет сжатие. Работа сжатия  $A. p. \Delta G$ , где  $1/A$  — механический эквивалент тепла. Эта работа совершается за счет той теплоты, которая развивается при замерзании растворителя, т.-е. скрытой теплоты плавления. Количество освобождающейся теплоты плавления  $\sigma \Delta G$ , где  $\sigma$  — скрытой теплоте плавления. Итак, имеем переход тепла в работу  $A p \Delta G$ . По второму закону термодинамики

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \frac{\Delta T}{T}$$

В нашем случае  $\frac{A p \Delta G}{\sigma \Delta G} = \frac{\Delta T}{T}$  и, следовательно:  $\Delta T = \frac{A p T}{\sigma}$ .

Подставляя сюда найденное выше значение осмотического давления (I), получим:  $\Delta T = \frac{A H}{m \sigma} T^2 \frac{g}{G} = \frac{A H}{m \sigma} T^2 \frac{g}{G}$ .

Отсюда видно: 1) что от прибавления к растворителю растворенного вещества температура застывания понижается и 2) что это понижение пропорционально концентрации  $C = \frac{g}{G}$ .

Написанная выше формула выражает известный закон Рауля—Вант-Гоффа. Для магматических растворов она является очень грубым приближением. При выводе формулы не принималась во внимание диссоциация молекул. Если это явление имеет место, то понижение точки застывания будет более значительно. В самом деле, в этом случае осмотическое давление будет больше:

работа сжатия также будет больше, и, следовательно, нужно большее количество теплоты, за счет которой эта работа будет произведена. Если число ионов, на которые распадается молекула— $k$ , то из каждой диссоциированной молекулы образуется  $k - 1$  новых. Если степень диссоциации (= отношению числа диссоциированных частиц ко всем)  $\alpha$ , то появится  $(k - 1) \alpha$  новых частиц и вместо прежних  $m$  будем иметь  $m [1 + (k - 1)\alpha]$  или  $mi$ , где  $i = 1 + (k - 1)\alpha$ .

Написанное выше выражение для  $\Delta T$  примет вид:  $\Delta T = \frac{\Delta H}{\sigma mi} CT^2$ .

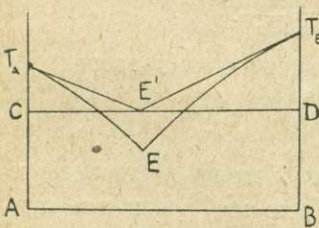
Из хода наших рассуждений ясно, что в написанной выше формуле величины  $T$  (и  $\Delta T$ ) и  $\sigma$  относятся к растворителю, а  $C$ ,  $m$  и  $i$ —к растворенному телу.

Согласно написанной выше формуле, мы заменяем кривые плавкости (фиг. 38)  $T_A E$  и  $T_B E$  прямыми  $T_A E'$  и  $T_B E'$ , касательными к первым в точках  $T_A$  и  $T_B$ .

Исходя из полученной формулы, мы можем написать уравнения таких прямых и определить координаты точки  $E$ , как точки их пересечения.

Из чертежа (фиг. 38) видно, что для эвтектической точки  $\Delta T_A = \overline{CT_A}$  и  $\Delta T_B = \overline{DT_B}$ ; концентрации  $C_A = \frac{E'D}{CD}$  и  $C_B = \frac{E'C}{CD}$ , так как  $\frac{\Delta T}{C} = \frac{\Delta H}{\sigma mi} T^2$ , стало быть,  $\frac{T_A C}{E'C} CD = \frac{\Delta H T_A^2}{\sigma_A m_B i_B}$  и также  $\frac{T_B C}{E'D} CD = \frac{\Delta H T_B^2}{\sigma_B m_A i_A}$ , но  $T_A C = T_A - T_E$  и  $T_B D = T_B - T_E$ , где  $T_E$ —температура застывания эвтектики. Приняв это во внимание, найдем:  $\frac{DE'}{CE'} = \frac{T_B - T_E}{T_A - T_E} \cdot \frac{T_A^2}{T_B^2} \cdot \frac{\sigma_B}{\sigma_A} \cdot \frac{m_A}{m_B} \cdot \frac{i_A}{i_B}$ , т.-е. эвтектическая

точка ближе к тому из компонентов, который при прочих равных условиях обладает более низкой температурой плавления и меньшей скрытой теплотой плавления, большим молекулярным весом и более высокой степенью электролитической диссоциации (ионизации).



Фиг. 38.

После рассмотрения теоретически различных случаев кристаллизации систем, нам предстоит обратиться к тем изученным системам породообразующих минералов, которые теперь являются фундаментом, на котором покоятся наши представления о закономерностях кристаллизации магмы.

Изучение систем минералов может производиться различными способами:

1) Наиболее надежный путь, но не всегда доступный,—это путь эксперимента. Мы непосредственно получаем кривые плавкости изучаемой системы

в условиях опыта, вполне известных. Выводы из полученных результатов обладают наибольшей достоверностью.

2) Можно сделать заключения о взаимных отношениях, о характере кривой плавкости минералов из изучения структурных отношений горных пород и их состава. Это—путь аналитический.

3) И, наконец, грубое представление о положении эвтектических точек и других особенностях сплава минералов можно получить путем расчетов по формуле для понижения точки плавления. К этому способу отчасти прибегает Фогт, но результаты в этом случае очень мало надежны.

Синтетическое экспериментальное изучение кривых плавкости велось двумя методами: а) методом определения температур кристаллизации при более или менее медленном остывании сплава и б) методом закалки.

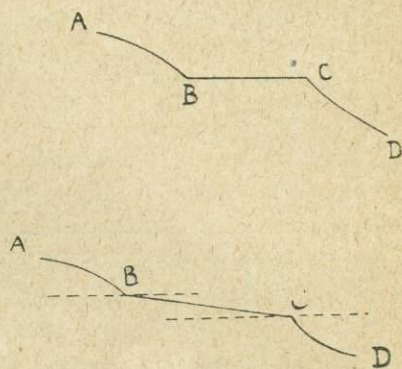
В первом случае исследуемый сплав нагревают выше температуры начала кристаллизации, вставляют в сплав термоману, соединенную с гальванометром и самопишущим прибором, и, пустив прибор в ход, предоставляют сплаву охлаждаться. По мере того, как температура падает, мы получаем кривую ее падения на светочувствительной бумаге прибора (фиг. 39 вверху, АВ). Эта кривая связывает между собою две переменных величины: температуру и время.

Когда охлаждение дойдет до начала кристаллизации, освобождающаяся скрытая теплота плавления будет задерживать падение температуры. В том случае, когда мы имеем расплавленное чистое вещество (один компонент), во все время кристаллизации температура удерживается постоянной, и на кривой остывания мы получаем горизонтальное колено ВС. Такой же горизонтальный участок мы будем иметь и для случая эвтектики. Если сплав состоит не из одного компонента и не имеет состава эвтектики, мы получим излом на кривой плавкости, но ВС не будет горизонтальна, а наклонна, ибо падение температуры, хотя и замедленное, продолжается (фиг. 39 внизу).

На следующих схемах (фиг. 40) показан пример соотношения кривых остывания («температура-время») с диаграммой плавкости («состав-температура»). Зная составы исследуемых сплавов и имея кривые застывания, можно построить диаграмму плавкости. Способ построения ясен из фиг. 40.

Принцип метода закалки заключается в следующем.

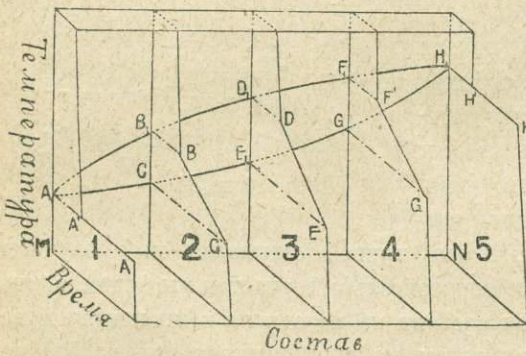
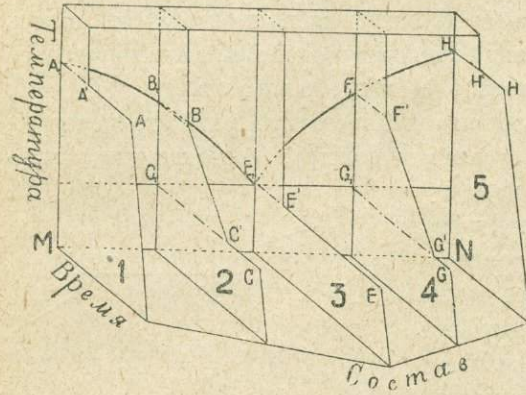
Берется ряд проб исследуемого состава сплава, и они выдерживаются продолжительное время каждая при определенной температуре. Затем быстрым охлаждением (закалкой) фиксируют достигнутое при выдерживании состояние



Фиг. 39.

равновесия и, исследуя микроскопически сплав, устанавливают, какие фазы в системе при этом состоянии равновесия получаются. Этот ряд опытов повторяют для различных составов и разных температур. Зная эти составы, температуры и состояние систем, зафиксированное быстрым охлаждением, мы можем построить кривые диаграммы плавкости, как границы различных состояний систем.

Способ анализа микроструктуры и химических составов минералов и образованных ими пород есть единственный способ, непосредственно прилагаемый к горным породам. Он применялся многими. Сравнивая химические составы минералов, которые мы исследуем, мы можем определить, образуют ли они взаимные твердые растворы. Если да, то представляют ли эти растворы непрерывный ряд или нет. Исследование физических свойств, особенно оптических, таких изоморфных смесей (твердых растворов) обнаруживает в пределах существования непрерывного изменения химического состава также непрерывное изменение и этих свойств.



Фиг. 40.

Если компоненты не образуют твердых растворов, то необходимо существует эвтектика. Мы знаем, что эвтектикой определяется в этом случае порядок кристаллизации сплава. Поэтому, наблюдая порядок выделения того и другого минерала в породах, состоящих только из этих двух минералов, и сравнивая химиче-

ские составы этих пород или относительные количества образующих их минералов, мы можем вывести состав эвтектики. В некоторых случаях об одновременной кристаллизации обоих компонентов, образующих смесь эвтектического состава, можно непосредственно судить по характерной пегматитовой структуре. Постоянство состава кварцево-полевошпатовых микропегматитов объясняется их эвтектическим составом. Интересный пример последовательности кристаллизации представляют аортитово-оливиновые породы (алливалиты) острова Рум (Гебриды). В образцах, богатых оливином, первым

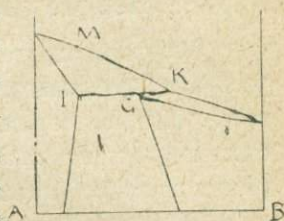
выделяется этот минерал; в лейкократовых разностях, наоборот, авортит и там, где эти минералы присутствуют в эвтектическом отношении, они кристаллизуются одновременно. В некоторых случаях порфиroidных и особенно гранит-порфиroidных пород к составу эвтектики приближается основная масса. Фенокристаллы в этих породах являются первыми выделениями, и по мере их кристаллизации остаточная жидкость все более приближается к эвтектике. В гранофиroidных структурах мы имеем подобное же явление. С той же причиной, вероятно, связана своеобразная структура меланократовых габбро Урала, которые получили название тылаитов, обладающих структурой, названной Дюпарком, «криптовой».

Когда компоненты образуют твердый раствор, то, как мы знаем, при их кристаллизации состав выделяющейся твердой фазы отличается от состава жидкости, будучи обогащенным тем из компонентов, прибавление которого повышает точку плавления. В горных породах, вследствие несовершенного равновесия между раствором и выделяющимися кристаллами, часто встречается в изоморфных кристаллах зональная структура. Как мы знаем, в этом случае состав внутренних зон отвечает составу твердой фазы, выделяющейся при более высокой температуре. Установивши существование непрерывного ряда твердых растворов на основании химических анализов и непрерывного изменения физических (напр., оптических) свойств, можно по особенностям зональных кристаллов различать типы I, II и III. В первом типе всегда внутренние зоны богаче наружных одним и тем же компонентом.

В третьем, в членах изоморфного ряда, близких по составу к компоненту В, внутренние части зональных кристаллов богаче этим компонентом; в случаях, близких к А, они богаче последним, т. е. внутренние части богаче тем компонентом, который является преобладающим. Во втором типе — наоборот. Если компоненты не образуют непрерывного ряда твердых растворов, то при достаточно большом числе анализов легко обнаружить этот разрыв и таким образом установить принадлежность к типам IV и V.

Различие между этими типами тоже можно сделать на основании аналитических признаков. (Фиг. 41).

В типе IV из растворов состава среднего между составами, отвечающими точкам между К и В, выделяются смешанные кристаллы В со сравнительно небольшим содержанием А. Выделение кристаллов А после кристаллов В исключается. Из растворов состава от А до J выделяются кристаллы А с небольшим содержанием В. Все количество вещества В входит в состав этих смешанных кристаллов. Из раствора состава от J до К выделяются сначала смешанные кристаллы А с некоторым содержанием В. Состав раствора меняется, приближаясь и доходя до К; здесь пре-



Фиг. 41.

кращается выделение А и выделяется В. При температуре, отвечающей J. К, происходит ресорбция. Таким образом в типе IV:

1) исключается кристаллизация А после В; 2) в некоторых случаях наблюдается явление ресорбции А. Порядок А раньше В наблюдается всегда, эвтектики нет. Как видно из чертежа, В может содержать в твердом растворе А больше, чем этот последний содержит В. В зональных кристаллах ядро всегда богаче компонентом А.

В типе V из растворов, богатых А, выделяется сначала этот компонент; из растворов, богатых В, выделяется сначала В. Существует эвтектика. В зональных кристаллах А в ядре больше этой составной части; в зональных кристаллах В наоборот, в ядре больше В, чем в периферических зонах, и А, и В могут содержать относительно небольшое количество другого компонента по сравнению с типом IV.

Таким образом, из анализа взаимных отношений минералов и их химических составов можно составить представление о характере кривых плавкости.

### **Некоторые особенности силикатовых сплавов.**

Мы рассматривали до сих пор процессы кристаллизации при охлаждении расплава, предполагая процесс происходящим в идеальных условиях равновесия. Мы предполагали, что состояние устойчивого равновесия достигается системой каждый раз, как оно нарушается, и таким образом система непрерывно приспосабливается к изменяющимся условиям.

Эта идеализация процесса является необходимой частью познавательной работы при исследовании рассматриваемых процессов. Естествоиспытателю как в области точных наук, так и натуралисту, постоянно приходится прибегать к такой изоляции существенных элементов явлений от одновременно с ними существующих других элементов их, вносящих всю ту сложность, которую отличаются естественные процессы природы. Только благодаря этой стороне познавательной работы, благодаря этой изоляции некоторых существенных элементов, делается возможным подчинение изучаемого явления более общим принципам, управляющим им, и, следовательно, делается возможным его объяснение.

Но следующим шагом является, обратно, оценка всех тех усложняющих процесс обстоятельств, с какими приходится иметь дело в природных явлениях. Мы переходим в нашем рассмотрении силикатовых сплавов к этой части задачи. Прежде всего необходимо остановиться несколько на особенностях силикатовых расплавов, по сравнению с другими.

#### **Вязкость и переохлаждение.**

Когда какие-либо вещества (металлы, соли) переходят при нагревании из твердого состояния в жидкое или обратно, то скорость превращения в большинстве случаев такова, что перегревание, и обычно, и переохлажде-

ние не наступают. Иначе дело обстоит с силикатами. Насколько они способны к переохлаждению,—свидетельствуют стекла, они представляют находящиеся в неустойчивом равновесии переохлажденные системы, и в таком состоянии они могут оставаться в течение ряда геологических периодов, как это мы видим на примерах вулканических стекол палеозойских извержений.

Силикаты в значительной степени способны также подвергаться и перегреву, причем также не наступает равновесия между твердой фазой и жидкой. С этими явлениями связано то обстоятельство, что силикаты большую часть не обнаруживают определенной точки плавления, но некоторый интервал плавления (Schmelzinterval, как его называет Дёльтер).

За точку плавления теоретически надо принимать температуру, при которой плавление начинается, и начинается переход твердой фазы в жидкую. Практически в силикатах даже при долгом нагревании существуют обе фазы. Совершенного равновесия между фазами в силикатах нет.

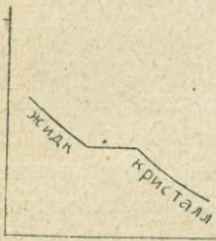
В связи со всем этим, как только что сказано, находится то обстоятельство, что расплавленные силикаты при остывании дают стекла. Стекло, как мы знаем, представляет жидкость с очень большим коэффициентом внутреннего трения. Твердое состояние вещества характеризуется правильным расположением атомов, образующих пространственные решетки. Благодаря этой правильности расположения атомов твердое вещество анизотропно. В жидком состоянии правильность расположения атомов в форме пространственных решеток разрушена, и мы имеем изотропную среду. Такими же изотропными являются и стекла, в которых также пространственные решетки разрушены или совершенно, или мы имеем лишь обрывки этих решеток, беспорядочно расположенные.

Внутренняя энергия жидкости больше, чем твердого тела, и при перестройке расположения атомов в правильные ряды выделяется теплота (скрытая теплота плавления). В свойствах вещества с этим переходом из одного состояния в другое происходит резкий перерыв. Совершенно иначе происходит со стеклом. При нагревании стекло непрерывно превращается в жидкость. Кривые застывания в случае перехода жидкости в твердое тело и в стекло представлены на следующей фигуре (фиг. 42). При нагревании стекла оно постепенно размягчается, делается вязким, тестообразным и, наконец, жидким. Изменение свойств с температурой может быть иллюстрировано следующей диаграммой для изменения объемов (фиг. 43). Сплошная линия отвечает кристаллизации, пунктирная — застыванию в стекло.

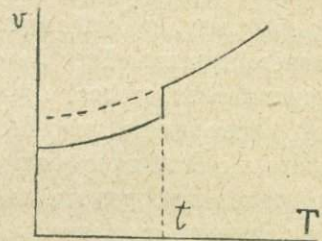
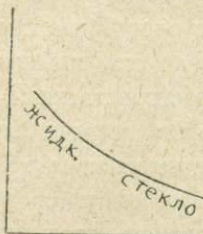
Стекловатое состояние в особенности свойственно силикатам, и мы связываем эту их особенность с большим внутренним трением в силикатных сплавах, препятствующим легкой перегруппировке молекул в правильные системы атомных решеток, и таким образом задерживающим быстрое восстановление равновесия в системе.

Не все силикаты в одинаковой мере отличаются этим свойством. Некоторые, как силикаты Mn, Li, Pb, обладают большой скоростью кристаллизации, равновесие в них достигается быстрее, чем в других. Их сплавы менее вязки. Наоборот, особенно сильно проявляются все указанные особенности (вязкость, способность к переохлаждению и т. д.) у алюмосиликатов.

На диаграммах плавкости, как мы видели, линии представляют границы между различными состояниями системы. При совершенном равновесии переход фигуративной точки состояния через эти кривые связан с немедленным изменением состояния. В силикатовых сплавах возможен такой переход через разграничивающие линии без изменения состояния до некоторого предела. В этом случае мы имеем некоторую пограничную полосу, в которой система находится в метастабильном состоянии, в состоянии неустойчивого равновесия, или в переохлажденном виде, или в перегретом. Это состояние неустойчивого равновесия может быть нарушено, или внося в раствор зародыш кристалла, или простым встряхиванием. С дальнейшим удалением от границы состояние системы из метастабильного делается лабильным и про-



Фиг. 42.



Фиг. 43.

исходит само собою превращение. Способность силикатных расплавов к метастабильному состоянию, как указано, находится в связи со значительной вязкостью. Вязкость есть свойство вещества оказывать сопротивление относительному перемещению его частиц. Оно зависит от внутреннего трения. Внутреннее трение измеряется той работой, которая совершается при изменении формы жидкости. Коэффициент внутреннего трения может быть выражен работой, которую надо совершить, чтобы две плоскости, в квадратный сантиметр каждая, переместить в секунду параллельно друг другу на величину взаимного расстояния. В таких жидкостях, как вода, внутреннее трение ничтожно. У глицерина же, напр., вязкость уже в 42 раза больше. Но внутреннее трение весьма значительно в силикатных сплавах, напр., шлаках, и достигает чрезвычайно большой величины в стеклах. От внутреннего трения естественно зависит скорость многих процессов, связанных с перемещением частиц внутри жидкости. От него, т. е. от вязкости, зависят: скорости реакций, скорость кристаллизации и, обратно, скорость расплавления, скорость передвижения ионов в растворе. Вязкость задерживает наступление

совершенного равновесия, и благодаря этому наши выводы, сделанные в предположении, что совершенное равновесие достигается без противодействия со стороны внутреннего трения, в приложении к силикатам становятся лишь приблизительно верными и справедливыми, как предельные.

Коэффициент внутреннего трения различен в силикатовых сплавах различного состава. Основные сплавы более жидки, чем кислые. Окислы железа и марганца понижают вязкость. Шлаки с богатым содержанием магния менее вязкозны, чем соответствующие силикаты кальция, но магний в более слабой степени понижает вязкость, чем железо. Глинозем действует так же, как и  $\text{SiO}_2$ , повышая вязкость. Из алюмосиликатов расплавы щелочных алюмосиликатов более вязкозны, чем расплав анортита. В особенности этим свойством отличается калиевый полевоы шпат. Вязкость кислого сплава быстро возрастает, когда  $\text{SiO}_2 > 58-60\%$ .

Как видим, в сплавах горных пород гранитового состава из кварца и щелочных полевоы шпатов (а также сиенитовых и фельдшпатовитово-сиенитовых) вязкость должна быть больше, чем в расплавах пород, состоящих из авгита, а особенно, оливина и магнетита. Это подтверждается и опытами (Дельтер и др.). К легкожидкостным, менее вязким, относятся расплавы базальтов, лимбургитов, габбро, также лейцитовых пород; к весьма вязким — расплавы гранита, обсидиана. Вязки также и сплавы нефелиновых пород. Дельтер различал пять степеней: 1) совершенно жидкие сплавы авгита, лимбургита, плагиоклазового базальта; 2) жидкими, но в меньшей степени, являются расплавленная лейцитовая лава, лейцитит, тефрит, габбро, основной монцитит; 3) не совсем жидкими: нефелинит, нефелиновый базальт, диорит, сиенит (монцитит); 4) вязкими — нефелин, отчасти сиенит, фонолит; 5) совсем вязкими: гранит, обсидиан, риолит. Грейнер, изучавший вязкость расплавов, пришел к таким результатам:

1) В метасиликатах вязкость возрастает в таком порядке по характеру оснований:  $\text{Fe}''$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Fe}'''$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Al}$ .

2) Вязкость сплава  $\text{K}_2\text{SiO}_3$  со свободной  $\text{SiO}_2$  больше, чем в соответствующих силикатах  $\text{Na}$ .

3) Влияние, которое оказывает прибавление окислов к кислой смеси  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  и  $\text{SiO}_2$ , таково: сильнее всего вязкость понижает  $\text{FeO}$ , затем  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ , повышает ее  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

4) Увеличение «основных» составных частей смеси понижает вязкость. Прибавка  $\frac{1}{3}$  экв.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  к экв.  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  повышает вязкость. Небольшое количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\frac{1}{2}$ —5 экв.) к 100 экв.  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  и такие же количества  $\text{SiO}_2$  повышают вязкость.

5) Прибавка  $\text{SiO}_2$  во всех случаях повышает вязкость.  $\text{B}_2\text{O}_3$  и  $\text{WO}_3$ , особенно последний окисел, понижают ее.

6) Между вязкостью смесей  $\text{MgSiO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  и  $\text{CaSiO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  и температурой плавления различных членов этих рядов связи нельзя было установить.

7) Нельзя было найти связи между вязкостью сложной смеси и слагающих ее компонентов.

Вязкость уменьшается от причин, увеличивающих подвижность частиц. Она уменьшается поэтому с возрастанием температуры и увеличивается с возрастанием давления. опыты показывают, что повышение температуры уменьшает вязкость в расплавах различного состава неодинаково. В одних, именно, более основных, повышение температуры быстро сказывается, и они делаются жидкими при небольшом перегреве; в других — кислых, наоборот, нужен значительный перегрев, чтобы сделать их жидкими. Внутреннее трение воды при  $80^{\circ}$  С. в три раза меньше, чем при  $10^{\circ}$ . Давление, теоретически, должно увеличивать вязкость, хотя его действие относительно невелико: по Коэнну увеличение внутреннего трения в концентрированных растворах пропорционально давлению и составляет примерно 1% на 100 атмосфер.

Но давление в природе может действовать и прямо противоположным образом, если оно способствует тому, что в магме удерживаются растворенными вода и другие минерализаторы. Барус нашел, что при  $185\text{—}200^{\circ}$  вода так пропитывает стекло, что это вещество расплавляется ниже  $200^{\circ}$ . Вода и другие минерализаторы в высокой степени уменьшают вязкость, и богатые ими кислые магмы на глубине принадлежат к числу весьма жидкостных, способных проникать в тончайшие трещины, давая апофизы, как это показывают непосредственные наблюдения. Наоборот, изливаясь на поверхность и теряя растворенные летучие вещества, эти магмы становятся наиболее вязкими. Это подтверждается непосредственно простыми опытами. Обсидиан, содержащий, как известно, часть магматической воды, сравнительно легко расплавляется и выделяет при этом воду и другие газы, вскипая, причем он обнаруживает значительную текучесть, но после охлаждения выделившееся газы стекло трудно расплавляется в том же самом пламени, и расплав его крайне вязкий.

Из лав, как показывают и опыты, и наблюдение над вулканами, наименее вязкими являются основные базальтовые лавы. Но и для таких лав при высокой температуре было найдено Бекером, по наблюдениям над скоростью течения базальтовых лав Килауэа, что вязкость их в 50 раз больше вязкости воды. Опытным путем Дельтер и Сирк для расплавленного диоксида при  $1300^{\circ}$  нашли коэффициент внутреннего трения равным 33 единицам в CGS, т.-е. в 5 раз выше, чем у касторового масла при нормальной температуре.

В прямом соответствии с малою подвижностью частиц в вязких сплавах, как уже указано, находится и малая скорость плавления и кристаллизации, т.-е. превращения строения вещества из одной формы расположения атомов в другую. Экспериментально мы обнаруживаем малую скорость плавления и кристаллизации на кривых остывания. Как мы видели, на этих кривых имеется излом и пологий участок кривой, отвечающий температуре плавления. Если кристаллизация идет быстро, то освобождающейся скрытой теплоты плав-

ления выделяется достаточно, чтобы поддерживать температуру на точке кристаллизации, и в этом случае мы имеем отчетливый горизонтальный участок на кривой остывания. При малой скорости кристаллизации или плавления этот участок становится неотчетливо выраженным, что затрудняет определение температур плавления и затвердевания, делая иногда невозможным получение точных цифр. Способность силикатов к переохлаждению, доходящая до того, что сплав застывает в стекло, проявляется резко при быстром остывании его. Для полной кристаллизации силиката необходимым условием является медленное охлаждение.

При быстром охлаждении могут также из сплава выделяться метастабильные соединения, которые, наоборот, трудно образуются при медленном остывании. Примером может служить шпинель. В природе она иногда встречается в быстро остывших жилах, тогда как при более медленном охлаждении глинозем и магнезия соединяются с кремнекислотой и образуют глиноземистый авгит. Установлено, что многие сложные силикаты при расплавлении распадаются на более простые соединения. При охлаждении их расплава уже одна вязкость может настолько уменьшить скорость реакции соединения, что выделяются эти простые соединения вместо сложных. Таким образом, по Дельтеру, известково-глиноземистый гранат после расплавления кристаллизуется, быть может, в смесь авортита и известкового ортосиликата.

Переохлаждению благоприятствуют: 1) значительный перегрев сплава выше точки плавления; 2) большая продолжительность нагрева; 3) повторение переплавления; 4) присутствие примесей. Эти законности, найденные Шаумом и Шёнбеком для бензофенона, приложимы, вероятно, и к силикатам. Что касается примесей, то они только тогда благоприятствуют кристаллизации, когда они понижают вязкость. Как сказано, вязкость (вискозность) способствует пересыщению, переохлаждению и образованию стекла. Среди силикатов, которые обнаруживают малую способность к переохлаждению, мы встречаем те, которые дают менее вязкие сплавы и обладают большою скоростью кристаллизации, — силикаты железа, марганца, свинца и вообще простые силикаты, тогда как алюмосиликаты обладают так же, как  $\text{SiO}_2$ , большою способностью к переохлаждению. В связи с явлением переохлаждения находится явление, заключающееся в том, что при различной скорости охлаждения иногда обнаруживается различный порядок выделения минералов, так как при переохлаждении достигается лабильное состояние для разных компонентов не одинаково скоро, и это может вызвать нарушения в нормальном порядке выделения.

### Скорость кристаллизации.

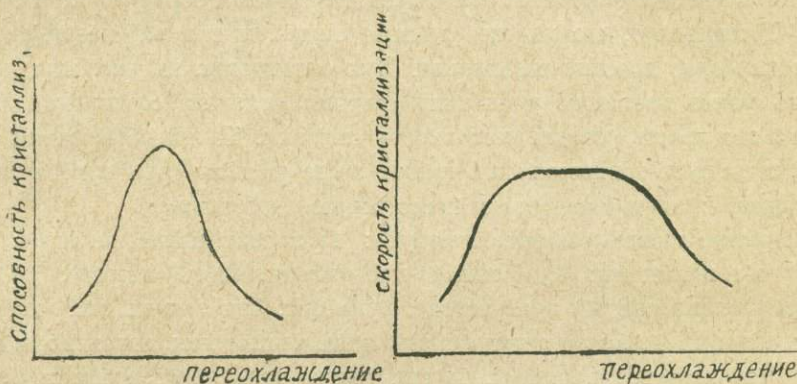
Мы рассматривали выше процесс кристаллизации исключительно с точки зрения равновесия системы. При этом были выведены сначала типы кривых плавкости, как следствие различных случаев восстановления равновесия, а затем

были указаны те особенности силикатных сплавов, с которыми связано не-совершенное и неустойчивое равновесие — переохлаждение сплавов и образование стекол. Теперь необходимо коснуться другой стороны процесса.

Раз равновесие нарушено, и процесс превращения идет, то ход его прежде всего определяется двумя следующими величинами:

- 1) скоростью самопроизвольной кристаллизации или, иначе, способностью к кристаллизации, которая измеряется числом возникающих в растворе в единицу времени центров кристаллизации, и
- 2) линейной скоростью кристаллизации, или просто скоростью кристаллизации, измеряющей скорость роста кристаллов.

Течение процесса кристаллизации зависит от соотношения между этими величинами. Когда кристаллизуется расплав, в нем возникают в определенных пунктах кристаллики, которые более или менее быстро растут. Они могут



Фиг. 44.

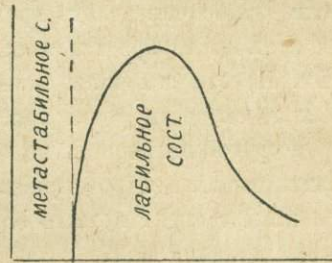
одновременно образоваться в очень многих центрах; растущие из этих центров кристаллы взаимно препятствуют друг другу в росте, и получается агрегат мелких кристалликов или зернышек. В противоположном случае, когда образуются немногие центры кристаллизации, возникшие кристаллы так же быстро растут, увеличиваются в объеме, и, в конце концов, получается агрегат из меньшего числа зерен, но более значительных размеров. «Кристалличность» сплава зависит от соотношения между скоростью кристаллизации и способностью к кристаллизации. При одинаковом количестве вещества, переходящего в одно и то же время из жидкого в твердое состояние, структура сплава может быть различна. Те вещества, которые обладают или ничтожною способностью кристаллизации, т.-е. очень редкими возникающими центрами зарождения кристаллов, или очень малой линейной скоростью роста кристаллов, с большою легкостью могут быть получены в виде стекла.

Обе эти величины (способность к кристаллизации и скорость кристаллизации) являются функцией температуры (фиг. 44). При точке плавления они

равны нулю. Затем в переохлажденном расплаве, несколько ниже температуры плавления, величины и способности к кристаллизации, и скорости кристаллизации возрастают, хотя и неодинаково; при дальнейшем переохлаждении способность к кристаллизации быстро падает. Несколько иной вид имеет кривая для скорости кристаллизации: достигнув некоторого максимума, эта величина некоторое время остается постоянной и затем падает. В некоторых случаях эта горизонтальная часть кривой выражена не отчетливо, и кривая имеет более плавный максимум.

Для способности к кристаллизации Майерс дает видоизменение кривой ее зависимости от температуры, представленное на фиг. 45. Во всяком случае, мы здесь имеем быстрый подъем и затем такое же быстрое падение.

Экспериментально число зарождающихся центров кристаллизации в сплавах органических соединений Тамман определял таким путем. Испытуемое вещество расплавляется, затем быстро доводится до температуры, для которой надо определить число центров кристаллизации, и выдерживается некоторое время. Далее, быстро нагревается почти до температуры плавления. В этих условиях при малом переохлаждении новых центров кристаллизации почти не возникает, образовавшиеся же раньше развиваются и делаются видимыми под микроскопом. Метод этот трудно приложим к силикатам на практике, и экспериментальных исследований в этом направлении немного. Пользуются другими видоизменениями этого метода. Наиболее определенные данные получены с помощью Дельтеровского нагревательного микроскопа непосредственным сосчитыванием центров кристаллизации. Были получены следующие величины для величины переохлаждения  $t$  и числа возникающих центров кристаллизации  $n$ :



Фиг. 45.

	$t$	$n$		$t$	$n$
Диопсид . . . . .	100°	15	Меллит . . . . .	100°	43
Шпинель . . . . .	175°	47	Геденбергит . . . . .	200°	34
Геленит . . . . .	185°	45			

Между величиной способности к кристаллизации и химическим составом не замечается правильной зависимости. Повидимому, имеет значение простота строения молекул. Число центров кристаллизации у ортосиликатов вообще, повидимому, больше, чем у метасиликатов, но последние обладают большей скоростью кристаллизации. Метасиликаты Са, Мп, Fe кристаллизуются хорошо, но  $\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$  и  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$  при таком же быстром охлаждении дают стекло. Примеси  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в авгитах и базальтических роговых обман-

ках в небольшом количестве не влияют заметно на кристаллизационную способность; большая примесь глинозема ее понижает; однако, силлиманит  $Al_2SiO_5$  обладает значительной способностью к кристаллизации. Щелочные силикаты обладают меньшей способностью к кристаллизации, чем щелочноземельные (Ca и Mg), что можно видеть на примерах нефелина и лейцита, по сравнению с анортитом, скаполитом, геленитом. Кислые алюмосиликаты, как ортоклаз и альбит, обладают малой способностью к кристаллизации и большой тенденцией к образованию стекол. Кислые плагиоклазы хуже кристаллизуются, чем анортит. Малой способностью к кристаллизации обладает и лейцит.

Сравнивая естественные минералы с искусственными, заметим в первых большую способность к кристаллизации, но природный диопсид кристаллизуется хуже искусственного метасиликата.

Способность к кристаллизации, по Дельтеру, может быть лучше выражена отношением массы кристаллизовавшейся фазы к аморфной. Практически можно определять время, потребное для кристаллизации единицы массы, или количество кристаллического вещества, образовавшегося в единицу времени. Но эти величины зависят не только от числа центров кристаллизации, но и от скорости роста кристаллов. В общем существует параллелизм между той и другой величиной, но бывают также случаи, когда при большом числе возникающих центров кристаллизации скорость роста кристаллов мала. Обе величины зависят прежде всего от вязкости, которая вообще препятствует кристаллизации.

Об относительной способности кристаллизации могут дать представление следующие цифры процентного содержания раскристаллизовавшейся части сплава в опыте Дельтера (сплав нагревался градусов на 100 выше температуры плавления и сравнительно быстро охлаждался—через пять минут—до красного каления). Шпинель и магнетит раскристаллизовались вполне, также оливин в виде мелкозернистого агрегата, бронзит дал 75—80% кристаллов, гиперстен—70—80%, геденбергит—60—70%, авгит—60—65%, анортит и лабрадор—40—45%, нефелин и лейцит—30—35%; слабо раскристаллизовался диопсид и акмит, а альбит, ортоклаз и кварц остались совершенно стекловатыми.

Весьма важным обстоятельством является присутствие в сплаве минерализаторов. Эти вещества увеличивают как способность к кристаллизации, так и скорость ее. Экспериментально было исследовано влияние примеси вольфрамовой, а также молибденовой кислот и хлоридов. Вольфрамовая и молибденовая кислоты способствуют кристаллизации кварца, полевых шпатов, нефелина, лейцита и других алюмосиликатов, но не всегда оказывают влияние на силикаты магнесии и извести. Интересно, что раскристаллизация стекол (альбитового, нефелинового), по опытам Уоллеса, ограничивалась непосредственно частями вблизи поверхности соприкосновения вольфрамата и силиката. Кристаллизация происходила при температуре до  $950^\circ$ . Количество минерализа-

торов, необходимое для их действия, различно в разных сплавах. По Морозевичу, прибавка 1% вольфрамовой кислоты вызывает кристаллизацию кварца, но для такого же действия ее на полевой шпат надо около 10%. Влияние минерализаторов здесь, повидимому, каталитическое.

Магма представляет взаимный раствор нескольких компонентов. Способность к кристаллизации каждого из них изменяется от прибавления других: или увеличивается, или уменьшается соответственно изменению вязкости смеси. Примеси часто уменьшают вязкость. Особенное значение в магме имеют галоиды и вода. Присутствие хлористых и фтористых соединений уменьшает вязкость смеси и увеличивает скорость кристаллизации. Влияние их примеси, однако, мало сказывается на полевых шпатах и сильно на силикатах извести и магнезии, на которые, наоборот, мало влияет примесь вольфрамовой кислоты. Присутствие воды, без сомнения, сильно способствует кристаллизации, хотя при быстром остывании и в присутствии воды получаются стекла, как это видно в шлаках подводных извержений.

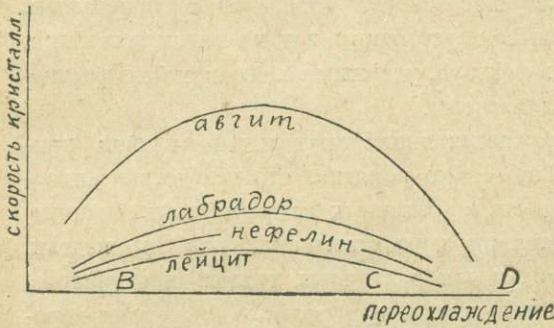
Давление уже само по себе способствует образованию кристаллов. Стекла, как известно из наблюдений, неустойчивы под влиянием давления, но еще важнее роль давления, как фактора, удерживающего в магме растворенные в ней газообразные минерализаторы.

Скорость кристаллизации выражается линейною величиною роста кристалла в миллиметрах в минуту. Само собою понятно, что вследствие анизотропности кристалла скорость его роста в различных направлениях различна. С изменением температуры или степени переохлаждения, как мы видели, скорость роста кристаллов меняется и для различных граней неодинаково. Отношение скорости роста различных граней при различной степени переохлаждения изменяется, и в зависимости от этого меняется облик кристалла. Богатые гранями более или менее изометрические кристаллы получаются при медленной кристаллизации и при малом пересыщении. Чем более вязким является сплав, тем большее сопротивление встречает кристалл при своем росте со стороны раствора (сплава), и тем резче проявляется разница в развитии форм с различною плотностью кристаллических решеток. Из вязких сплавов кристаллы выделяются в виде вытянутых призм; при быстрой кристаллизации получаются скелетные формы. Разумеется, в кристаллах с высокою степенью симметрии развитие идет одинаково в однозначных направлениях.

Уже было сказано раньше о зависимости скорости кристаллизации от переохлаждения, и была изображена кривая, даваемая Тамманом. (Фиг. 44 справа). Для области от температуры плавления (начала) до начала горизонтального участка этой кривой скорость кристаллизации складывается из двух элементов: максимальной постоянной скорости кристаллизации минус противодействующее влияние теплоты кристаллизации, которое зависит от условий внешней теплопроводности. Таким образом, эта часть кривой не является постоянной.

Максимальная скорость кристаллизации является характерной константой для каждого кристаллического вещества. Она может быть весьма различна для разных полиморфных разновидностей, и на нее влияют примеси. Величина интервала, отвечающего горизонтальному участку кривой, весьма разнообразна, и в некоторых случаях он весьма мал. В силикатах вообще горизонтальный участок кривой не резко выражен. Дельтер дает такую диаграмму для скоростей кристаллизации различных минералов. (См. фиг. 46).

При этих исследованиях обнаружилось, что отдельные более значительные кристаллы образовались при переохлаждении  $20-40^\circ$ , что отвечает точке В диаграммы. Для точки С можно принять приблизительно  $t = 60-120^\circ$ . Дельтер оценивает грубо, что скорость роста при наиболее благоприятных условиях охлаждения в 4—10 раз превышает скорость роста при недостаточном переохлаждении. Наибольшую скорость кристаллизации среди главных породообразующих минералов, как это видно и из диаграммы, обладает авгит, также фаялит, которые с трудом застывают в виде стекол. Меньше скорость кристаллизации у лабрадора



Фиг. 46.

и анортита, хотя она здесь еще довольно велика. В этом случае при опытах редко образуются зерна, чаще иголки. Скорость кристаллизации альбита и ортоклаза в сухих сплавах практически почти равна нулю. У нефелина она меньше, чем у плагиоклазов, — здесь легко образуются скелеты. Для лейцита, повидимому, еще меньше. Магнетит обладает очень малой скоростью кристаллизации при относительно большой кристаллизационной способности. В минералах, представляющих изоморфные смеси, скорость кристаллизации изменяется в зависимости от состава: так, в плагиоклазах она увеличивается с увеличением содержания извести; в оливинах — с увеличением содержания железа. Кривая величины скорости кристаллизации в зависимости от состава изоморфных смесей имеет в разных случаях различный вид: то с максимумом, то с минимумом, то непрерывно изменяясь в одну сторону. Для химических соединений скорость кристаллизации не является средней из таковых компонентов. Эта величина не аддитивная, а конститутивная. Для диопсида, представляющего двойную соль  $\text{CaSiO}_3$  и  $\text{MgSiO}_3$ , скорость кристаллизации меньше, чем скорости кристаллизации его компонентов.

В смешанных сплавах кристаллы растут со скоростью, отличной от той, которую они обладают в своем собственном расплаве без примесей других компонентов, и таким образом получаются даже обратные отношения скоростей роста, как это, вероятно, имеет место для смеси авгита и плагиоклаза.

Сравнивая максимальную величину скорости кристаллизации для разных минералов, можно (по Дельтеру) представить ее значения в такой таблице:

Авгит . . . . .	20
Лабрадор . . . . .	7
Оливин . . . . .	3—10 <sup>1</sup> )
Нефелин . . . . .	5
Лейцит . . . . .	3—4
Магнетит . . . . .	1—2
Сарколит } . . . . .	2—3
Мейонит }	

Абсолютная величина скорости при обычных условиях опыта для авгита измеряется 1—2  $\mu$  в сек., так что кристаллы авгита в 1 см. длины требуют около 7—9 суток для своего роста. Среднезернистое габбро (долериты) требует около 10 дней. Большие кристаллы лейцита в лавах Везувия могли вырасти в течение 1—2 месяцев.

Как уже не раз упоминалось, сильное влияние на скорость кристаллизации имеет вязкость сплава. Эта вязкость сильно понижается от присутствия минерализаторов. Поэтому давление, удерживающее в магме минерализаторы, понижает ее вязкость, а при совершенном отсутствии минерализаторов то же давление действует в противоположном направлении.

## Обзор термических свойств главнейших систем минералов изверженных пород.

Мы здесь коснемся только некоторых важнейших двойных и тройных систем минералов, имеющих непосредственное значение для генезиса изверженных пород. Некоторые из этих систем изучены экспериментально; для других мы имеем лишь данные, полученные из рассмотрения структур и химических составов пород.

### *Кварц и щелочной полевой шпат.*

Мы знаем, что безводная окись кремнезема  $\text{SiO}_2$  встречается в модификациях:  $\alpha$  и  $\beta$  кварц,  $\alpha$  и  $\beta$  тридимит,  $\alpha$  и  $\beta$  кристобалит, халцедон и, наконец, аморфное стекло. Взаимные отношения этих состояний видны на следующей диаграмме (фиг. 47 и таблица на след. стр.).

В изверженных породах кварц встречается, обычно, в наиболее кислых их представителях, в виде гексагонально-трапецоэдрического  $\beta$  кварца. Фенокристаллы его в порфириновых породах обладают типичным бипирамидальным

<sup>1)</sup> Для железистых даже до 15—20.

обликом. Из полевых шпатов, составляющих в общем, как мы уже видели, до  $\frac{2}{3}$  всей массы изверженных пород, в тех породах, где свободная кремнекислота выделяется в виде кварца, мы встречаем обычно щелочные полевые шпаты, калиевые и натровые.

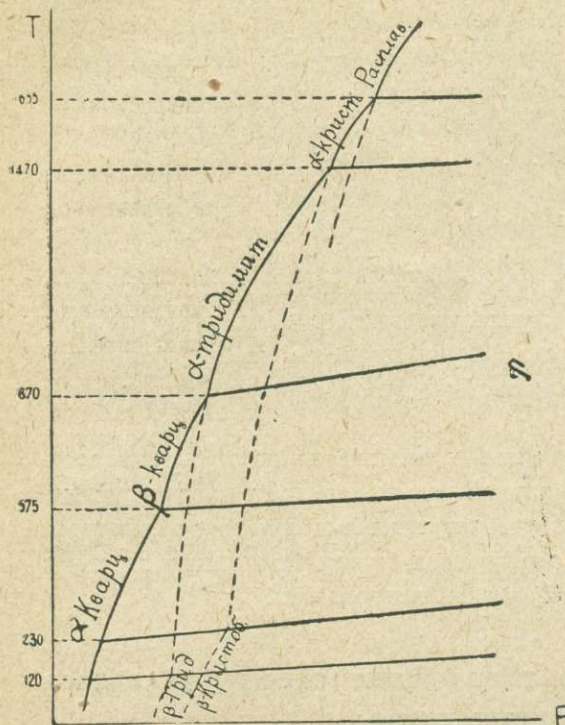
Поэтому система кварц + щелочной полевой шпат представляет особый интерес с точки зрения петрогенезиса.

Калиевый полевой шпат  $K_2OAl_2O_36SiO_2$ , как известно, встречается в природе в следующих модификациях:

А. 1. Ортоклаз, большую часть непрозрачный, часто окрашенный в глубинных и древних эффузивных породах.

2. Адуляр, стекляннопрозрачный, белый или светлоокрашенный, хорошо окристаллизованный в пустотах кристаллических сланцев и в друзах в граните.

3. Санидин, стекляннопрозрачный, в новейших эффузивных породах. Может быть иногда, как составная часть гранита третичного возраста.



Фиг. 47.

Название	С в о й с т в а			
	Уд. вес	Преломл.	Двупреломл.	Кристалл. система
Стекло . . . . .	2,21	1,460	0	Аморфный
α-Кристобалит . . . .	2,21	—	слабое	Кубический
α-Тридимит . . . . .	2,30	—	.	Гексагональный
β-Кварц . . . . .	Меньше α-кварца	$\omega$ -1,5328 при 580°	0,0076 при 590°	Гексагонально-трапе- цеоздрическ.
α-Кварц . . . . .	2,65	$\omega$ -1,5352 $\epsilon$ -1,5430 при 570°	0,009 0,008 при 570°	Тригонально-трапецо- эдрическ.
β-Кристобалит . . . .	2,33	1,485	0,0005	Псевдокубическ.
β-Тридимит . . . . .	2,32	1,475	0,0021	Псевдогексагон., ве- роятно, ромбическ.

Это — три моноклинные модификации калиевого полевого шпата.

В. Микроклин — триклинный, в гранитах и особенно пегматитах. Соотношение между микроклином и ортоклазом еще не может считаться установленным. Ни физические (плотность и т. д.), ни химические свойства не позволяют утверждать с уверенностью, что микроклин и ортоклаз являются полиморфными видоизменениями одного и того же вещества, и до сих пор остается возможным представление Деклуазо, что ортоклаз является субмикроскопическим двойниковым образованием микроклина.

Натровый полевой шпат  $\text{Na}_2\text{OAl}_2\text{O}_3\cdot 6\text{SiO}_2$  мы знаем в виде триклинного альбита. Существование моноклинного натрового ортоклаза не может еще считаться доказанным.

Изучение системы кварц + полевой шпат представляет большие трудности. Экспериментальное исследование встречает препятствие в чрезвычайной вязкости сплавов и связанном с ними несовершенном равновесии системы. Уже для того, чтобы установить точки превращения  $\text{SiO}_2$ , как, например,  $\beta$ -кварца в тридимит, приходится прибегать к помощи минерализаторов (вольфрамово-кислого натрия), так как без этого при нагревании неустойчивое равновесие восстанавливается лишь при  $1500-1600^\circ$ , когда кварц превращается в кристобалит.

Щелочные полевые шпаты, особенно калиевые, до сих пор почти не удавалось кристаллизовать из сухих сплавов, которые застывают в стекло. Кристаллы ортоклаза получались или с помощью таких минерализаторов, как щелочные фосфаты, вольфраматы или ванадаты (Hautefeuille), или при действии перегретой воды (Fouqué и Michel-Lévy). Альбит получается при  $750^\circ$  (Brun) из стекла того же состава, к которому прибавлен  $\text{CaCl}_2$ . Без  $\text{CaCl}_2$  получаются очень мелкие кристаллики после трехмесячного нагревания.

Наблюдения над горными породами и анализы показывают, что кварц с полевым шпатом не образует твердых растворов. Следовательно, эти два компонента должны образовать эвтектику. Действительно, в горных породах мы наблюдаем такие соотношения между этими минералами, которые указывают на существование эвтектики. Прежде всего, мы во многих гранитовых породах, как последний продукт застывания, находим такие микропегматитовые сростания кварца и щелочного полевого шпата, которые можно объяснить лишь одновременной кристаллизацией этих двух минералов. Далее, Фогт показал, что во многих случаях можно установить, что породы, существенно состоящие из щелочного полевого шпата и кварца, кристаллизуются так, что в случае, когда они содержат полевого шпата более, чем в микропегматите, выделяется первым именно полевой шпат. Когда, наоборот, преобладает  $\text{SiO}_2$ , кварц выделяется первым. Типичным примером эвтектической или эвтектофировой структуры является микропегматитовая структура некоторых гранитных пород.

Пегмагитовые сростания кварца и полевого шпата рассматривались, как эвтектика, более 30 лет тому назад Тиллом. Им же, затем Фогтом и другими был определен состав этой эвтектики, при чем оказалось, что он подвержен лишь небольшим колебаниям. Можно считать, что по весу такая эвтектика состоит из 26% кварца и 74% полевого шпата <sup>1)</sup>).

Теоретический валовой химический состав такой смеси из калиевого полевого шпата и кварца сопоставлен в следующей таблице:

Вес. %	Молек. кол.	Вес. %	Молек. кол.
SiO <sub>2</sub> . . 73,9	1232	76,8	1280
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . 13,6	0133	14,4	0141
K <sub>2</sub> O . . 12,5	0133	8,8	0141

Числовые характеристики (см. стр. 43) этих смесей будут (1:0:0:4,63) и (1:0:0:4,53), в среднем (1:0:0:4,6) или (17,9:0:0:82,1), а, округляя, (18:0:0:82). Необходимо заметить, что из факта нахождения в сростании с полевым шпатом кварца, устойчивого ниже 870°, вытекает, что кристаллизация эвтектики происходила ниже этой температуры. Такая относительно низкая температура связана несомненно с присутствием воды и других минерализаторов. Кристаллизация пегматита не представляет кристаллизации сухого силикатового расплава, и мы в дальнейшем рассмотрим происхождение пегматитов из расплава, содержащего летучие компоненты. Магму, близкую по составу к сухому сплаву кварца и полевого шпата, мы имеем в основной массе кислых эффузивных пород. Извергаясь на поверхность, она теряет большую часть растворенных в ней летучих веществ. Благодаря этому, магма делается крайне вязкой и застывает в стекло, иногда раскристаллизовывается в сферолиты или в микрофельзитовую массу состава, близкого к приведенному выше составу эвтектики.

Температуру плавления щелочных полевых шпатов точно определить трудно, вследствие того, что они особенно легко застывают в виде стекла. Оптическим методом было определено Наккеном начало плавления адуляра при 1200°, санидина — 1212°. Позднейшие опыты Боуэна и Мори показали инконгруэнтность точки плавления ортоклаза. Температура 1200° отвечает распадению ортоклаза на стекло и лейцит. Для альбита Боуэн дает температуру плавления 1100° ± 10°.

Эффузивные кислые породы, близкие по составу к кварцевополевошпатовой эвтектике, т. е. имеющие почти эвтектический или, по терминологии Фогта, анхивтектический состав, застывают и кристаллизуются на поверхности, вероятно, во многих случаях при температуре выше 870°, хотя для некоторых обсидианов Брен нашел, что они плавятся при температуре всего 820°.

<sup>1)</sup> Фогт дает несколько иные цифры, именно: 27,5% кварца и 72,5% полевого шпата.

В случае кристаллизации выше  $870^\circ$ , свободная кремнекислота выделяется в виде тридимита, который затем превращается в  $\beta$ - и  $\alpha$ -кварц. Быть может, некоторые микропоякитовые структуры основной массы кислых эффузивных пород могут быть объяснены таким превращением, как это показал Гейер.

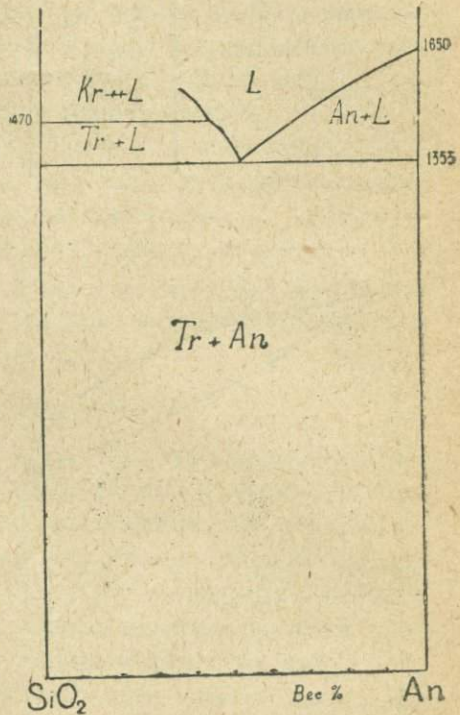
### Анортит - тридимит.

Система из  $\text{SiO}_2$  и кальциевого полевого шпата в природе среди горных пород не встречается, но она представляет интерес, так как изучена экспериментально Ранкином и Райтом и затем Андерсеном. Сплавы получаются весьма вязкими, и диаграмма плавкости устанавливается лишь приблизительно. Кривая плавкости имеет эвтектическую точку. Состав эвтектики по весу 52% анортита и 48% тридимита. Эвтектическая температура, по Андерсену,  $1353^\circ \pm 2^\circ$ . На фиг. 48 дана термическая диаграмма системы  $\text{SiO}_2 + \text{An}$ . Эвтектике отвечает: 52% анортита по весу.

Состав эвтектики:  $\text{SiO}_2$ —70.4,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —19.2,  $\text{CaO}$ —10.4. Числовая характеристика состава (0. 13,8. 0. 86,2).

### Полевые шпаты.

Мы рассмотрим здесь две бинарных системы: 1) систему альбит + анортит, т.е. ряд плагиоклазов и 2) систему альбит + ортоклаз, т.е. ряд калиевонатровых полевых шпатов.



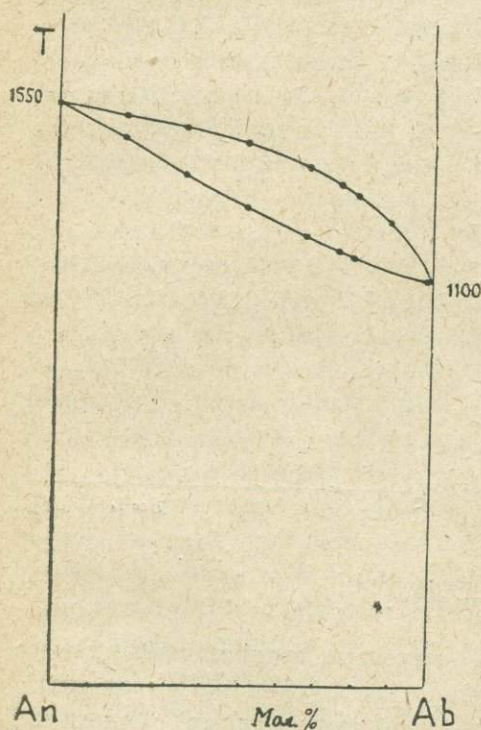
Фиг. 48.

### 1. Плагиоклазы.

Ряд плагиоклазов является наиболее изученным среди изоморфных рядов минералов, и он вполне заслуживает этого по своей важности в петрогенезисе. Плагиоклазы изучены как аналитически — из рассмотрения их соотношений в горных породах, так и синтетически Дэем и Алленом при помощи термического метода и Боуэном — методом закалки.

Кривая плавкости принадлежит к I типу смешанных кристаллов Розебума и представлена на фиг. 49, а в приведенной ниже табличке сопоставлены физические свойства различных членов ряда плагиоклазов, полученных искусственно.

Название	Состав в молекулярн. отношении	Интервал плавления		Удельный вес		Показатель преломл.	
		начало	конец	крист.	стекло	кристалла $n_g + n_n + n_p$ 3	стекла
Анортит . . . . .	Ап	1550	1550	2,765	2,700	1,587	1,5755
Битовнит . . . . .	Ab <sub>1</sub> Ап <sub>5</sub>	1465	1521	2,733	2,648	1,577	1,5600
Лабрадор . . . . .	Ab <sub>1</sub> Ап <sub>2</sub>	1372	1490	2,710	2,491	1,568	1,5452
Андезин-лабрадор . .	Ab <sub>1</sub> Ап <sub>1</sub>	1287	1450	2,679	2,533	1,558	1,5907
Андезин . . . . .	Ab <sub>2</sub> Ап <sub>1</sub>	1205	1394	2,660	2,483	1,549	1,5166
Олигоклаз-андезин .	Ab <sub>3</sub> Ап <sub>1</sub>	1175	1362	2,649	2,458	—	—
Олигоклаз . . . . .	Ab <sub>4</sub> Ап <sub>1</sub>	—	1334	—	—	—	—
	Ab <sub>5</sub> Ап <sub>1</sub>	—	1265	—	—	—	—
Альбит . . . . .	Ab	1100	—	2,605	2,382	1,534	1,4890



Фиг. 49.

охлаждением. Пусть, например, расплав плагиоклаза состава  $Ab_1An_1$ , т.-е. № 50, быстро охладится до температуры  $1280^\circ$ . Тогда начнет кристаллиз о.

Зная составы жидкости и кристаллического вещества, находящихся в равновесии, можно, исходя из уравнения термодинамики (закон Рауля и закон Клаузиуса), вычислить скрытые теплоты плавления компонентов.

Не останавливаясь на этом <sup>1)</sup>, приведем конечные результаты: Боуэном вычислена теплота плавления анортита 104,2 кал. на 1 гр. и для альбита — 48,5 кал.

Из кривой плавкости понятно существование так часто встречающихся зональных кристаллов плагиоклазов. Внутреннее ядро в них всегда богаче анортитом, чем наружные оболочки. Обратные отношения указывают на ненормальное изменение состава сплава во время кристаллизации, например, на вплавление известняка и т. п. Это признак аномальных пород, как их назвал Федоров. В меньшей степени обратный порядок может быть вызван пере-

<sup>1)</sup> Вывод можно найти у Боуэна. N. L. Bowen. Amer Journ. of Sci. 1913.

ваться плагиоклаз этого состава № 50. Через некоторый промежуток времени, когда часть сплава выделится в виде кристаллов, пусть температура поднимется, например, вследствие выделяющейся скрытой теплоты плавления до  $1300^{\circ}$ . При этой температуре выделяющиеся кристаллы уже имеют состав 55 номера, т. е. может образоваться зона более основного состава.

Рассмотрение кривой плавкости плагиоклазов показывает также, насколько в широких пределах могут расходиться при образовании зональных кристаллов составы выделяющегося плагиоклаза и остающейся жидкости. Возьмем тот же лабрадор № 50. Пусть начальная температура  $1500^{\circ}$ , когда она упадет до  $1386^{\circ}$ , выделится 50% вещества в кристаллах состава № 69 и останется 50% жидкого состава № 31. Если выделившиеся кристаллы перестанут вступать в обмен с жидкостью, то, по охлаждении ее до  $1282^{\circ}$ , половина ее, т. е. 25% первоначальной массы, выделится в виде кристаллов состава № 49 и останется 25% жидкости состава № 13. Если с этой остающейся жидкостью повторится тот же процесс, то останется 12,5% жидкости, по составу почти отвечающей чистому альбиту № 1—2 при температуре ок.  $1100^{\circ}$ .

Таким образом видим, что при подходящих условиях из расплава, содержащего лабрадор № 50, может получиться фракция жидкости, содержащей лишь щелочной полевои шпат—альбит, при чем кристаллизация растягивается на широкий интервал температур от  $1400$  до  $1100^{\circ}$ .

## 2. Щелочные полевые шпаты.

В противоположность плагиоклазам, система щелочных полевых шпатов, ортоклаза и альбита,  $Or + Ab$ , т. е.  $K_2OAl_2O_36SiO_2$  и  $Na_2OAl_2O_36SiO_2$  изучена сравнительно мало. Причина этому заключается как в необыкновенной трудности эксперимента с плавлением этих полевых шпатов, дающих при остывании всегда стекла, так и в недостаточной изученности природных калиево-натровых полевых шпатов. Опыты плавления ортоклаза показали кроме того, что этот минерал, как увидим ниже, обладает инконгруэнтной точкой плавления. Он распадается при плавлении на лейцит и более кислое, чем ортоклаз, стекло. Диаграммы плавкости для калиево-натровых полевых шпатов установлены только из анализа соотношений в природных минералах. Фогт таким путем отнес систему альбит-ортоклаз к V типу Розебума; к тому же типу относится и кривая, построенная Мякиненом, но с более широкими пределами смесимости калиевого и натрового компонентов. Для калиево-натровых полевых шпатов из эффузивных изверженных пород Диттлером и другими установлено, по видимому, существование непрерывного ряда твердых растворов, и эта особенность заставила Герценберга принять для калиево-натровых полевых шпатов кривую плавкости III типа Розебума. Таковую же кривую дает и Уинчел (1925).

Распадение смешанных кристаллов калиево-натровых полевых шпатов уже в твердом виде несомненно имело место при образовании некоторых микро-

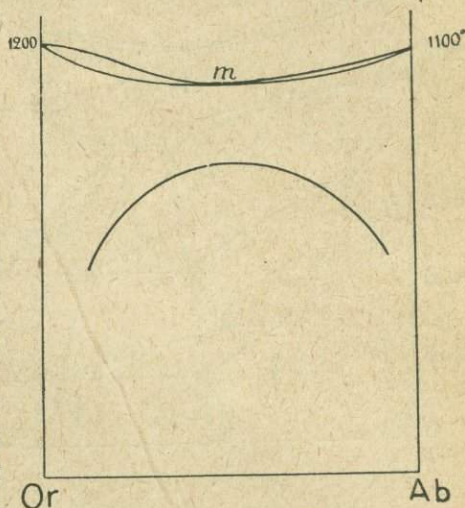
пертитов. Другой тип пертитовых сростков, развитый в щелочных породах Норвегии, Фогтом рассматривался, как эвтектика калиевого и натрового полевых шпатов.

Все эти особенности калиево-натровых шпатов объясняются тем, что в различных условиях кристаллизация их происходит при различных температурах, а мы знаем, что одни и те же два вещества, кристаллизуясь при высоких температурах, могут давать твердые растворы, тогда как при кристаллизации их при низких температурах (из водных растворов, например) они выделяются, не смешиваясь. Таковы, например, хлориды  $K$  и  $Na$ , изученные экспериментально Курнаковым и Жемчужным. Способность к большей смесимости при более высоких температурах есть общее свойство, и оно подтверждается и для калиево-натровых полевых шпатов изучением состава кристаллов таких полевых шпатов, образовавшихся при наиболее высоких температурах. Условия, отвечающие наиболее высокой температуре, осуществляются при кристаллизации эффузивных пород, лишенных минерализаторов, понижающих температуру застывания магм. Для таких пород именно и характерны непрерывные переходы в составе калиево-натровых полевых шпатов. При более низких температурах кристаллизуются глубинные породы; еще ниже пегматиты, и, наконец, при обогащении раствора минерализаторами, главным образом водой, и понижении температуры мы переходим к гидротермальным образованиям. Вместе с тем пределы смесимости калиево-натровых полевых шпатов суживаются. Эти соображения, которые можно предвидеть заранее, вполне подтверждаются рассмотрением анализов щелочных полевых шпатов, как это показал Мякинен. Этот автор принимает для системы калиевого и натрового полевых шпатов кривую плавкости  $V$  типа Розебума, исходя из изодиморфизма этих минералов. Последнее, впрочем, не может считаться доказанным, пока не установлен факт полиморфизма ортоклаза и микроклина. Основываясь на исследовании других солей  $K$  и  $Na$ , для которых установлена, как общее свойство соединений этих металлов, способность давать изоморфные смешения при кристаллизации из расплавленной массы, и особенно на факте существования непрерывных смесей  $KAlSi_3O_8$  и  $NaAlSi_3O_8$  среди анортоклазов эффузивных пород, мы можем считать, что для сухих сплавов альбита и ортоклаза имеем, действительно, кривую плавкости типа III. При этом более низким температурам отвечает область разрыва, отмеченная на диаграмме фиг. 50, на которой для упрощения опущена область распада ортоклаза на лейцит и жидкость при высоких температурах.

Существование такого разрыва констатировано и на других соединениях  $K$  и  $Na$ , например, тех же хлоридах. Температуры плавления ортоклаза и альбита принимались близкими к  $1200$  и  $1100^\circ$ . (Мякинен принимает их в  $1190$  и  $1180^\circ$ ). Для альбита точка плавления почти точно установлена. Для ортоклаза  $1200^\circ$  отвечает точке превращения (см. ниже систему ортоклаз + лейцит). Имеется точка минимума  $m$  на непрерывной кривой плав-

кости. Понижение температуры плавления в этой точке невелико. Понижение температуры застывания, вследствие присутствия минерализаторов в магме, сдвигает кривую плавкости вниз так, что расстояние между ней и областью распада уменьшается, и, наконец, эти кривые коснутся и даже пересекутся. Тогда уже мы вступаем в область неполного изоморфизма и кристаллизации по типу эвтектики (тип V). Нужно поэтому рассмотреть систему  $KAlSi_3O_8$  и  $NaAlSi_3O_8$  с участием в ней, например, воды (вообще понижающей температуру плавления минерализатора). Мы в дальнейшем рассмо-

трим более подробно систему трех компонентов, из которых один представляет летучую составную часть в магме. Здесь же необходимо лишь дать сводную диаграмму плавкости для того, чтобы стали понятными те взаимные отношения между калиевым и натровым полевыми шпатами, которые мы наблюдаем в горных породах. Воспользуемся пространственной диаграммой, построенной таким образом. К обычной плоской температурно - концентрационной диаграмме добавим третью координатную ось, направленную перпендикулярно к плоскости диаграммы (фиг. 51). На этой оси в условном масштабе будем наносить содержание минерализатора первоначальной смеси. Его прибавление пони-

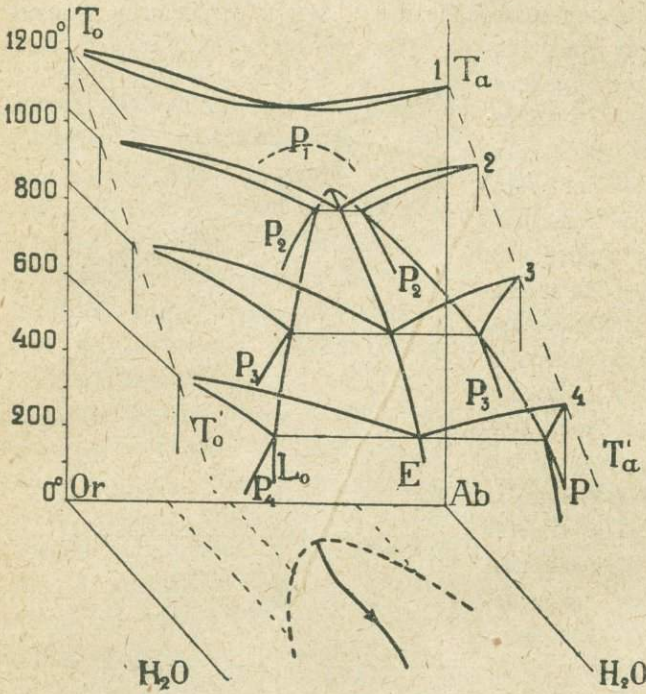


Фиг. 50.

жает точку плавления. Температура кристаллизации чистого ортоклаза  $T_0$  понижается. Кривая понижения будет  $T_0 T_0'$ . Для альбита подобная же кривая  $T_a T_a'$ . Проведем несколько сечений диаграммы плоскостями, параллельными плоскости  $T$  Or Ab, и будем проектировать на эти плоскости концентрации компонентов Ab и Or в жидкой и твердых фазах и температуры. На каждом из таких сечений мы получим отдельные температурно-концентрационные диаграммы, выражающие взаимные отношения ортоклаза и альбита, при кристаллизации их в разных условиях. Такая комбинированная пространственная диаграмма не представляет, конечно, диаграммы тройной системы, но ряд проекций, дающих наиболее наглядное представление о различных кристаллизации в разных условиях.

Кривая распада кали-натрового полевого шпата в сухом сплаве  $P_1$ . В некоторой точке она касается кривой плавкости, пониженной в присутствии минерализатора. Это критическая точка разрыва непрерывности. Ниже ее уже имеют место кривые типа V с эвтектикой. Сначала разрыв непрерывности твердых растворов очень невелик (кривая 2). Затем он все

увеличивается (кривые 3 и 4 на рисунке фиг. 51). Таким путем мы получим очертания поверхности, ограничивающей область разрыва. В этой поверхности лежит эвтектическая линия Е. Каждой точке К кривой, ограничивающей область разрыва, отвечает определенный состав полевого шпата. Кривые не доведены до точки плавления калиевого шпата, так как эта точка является инконгруэнтной, и кривые на этом участке не изучены.



Фиг. 51.

В. Полевые шпаты глубинных пород образуют последние фазы кристаллизации этих пород. Температурные пределы — точки превращения  $\alpha$ -кварца в  $\beta$ -кварц и последней в тридимит, т.е. 600—900°.

С. Полевые шпаты пегматитов. Температура 500—700°.

Д. Друзовые полевые шпаты. Кварц в друзах обычно в форме  $\alpha$ -кварца. Температура 600—400°.

Е. Полевые шпаты адуляровых друз. Температура 300—500°.

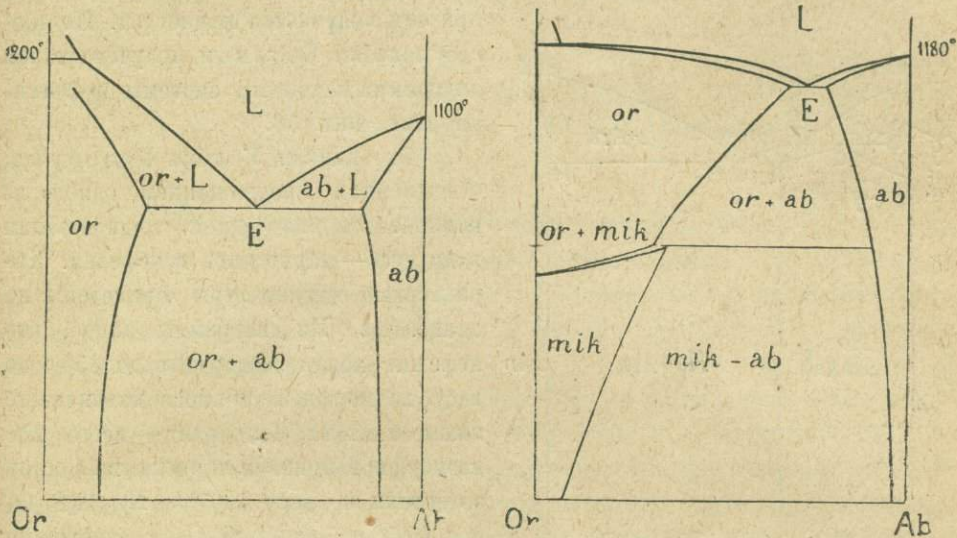
Вероятно, критическая точка разрыва непрерывности лежит в нижних границах группы А. Для эффузивных пород, кристаллизующихся при более высоких температурах, мы не имеем разрыва непрерывности твердых растворов. На нашей диаграмме это кривая 1 и лежащие между 1 и 2. Для большинства глубинных пород диаграмма близко отвечает той, которая была дана Фоггом. Вероятно, что пределы смешиваемости К и Na полевых шпатов несколько шире, чем у Фогга. Он находил, что ортоклаз может заключать 28% альбита и альбит 12% ортоклаза. По более полным данным, собранным Мякининым, содержание альбитового компонента в твердом ра-

Мякинин сгруппировал анализы различных полевых шпатов таким образом.

А. Вкрапленники изверженных эффузивных пород образовались при самых высоких температурах, вероятно, в пределах 800—1200°.

створе в калиевом полево м шпате может быть несколько более 40%, а  $KAlSi_3O_8$  в альбите—15—20%. Почти те же цифры имеем и для пегматитов. Состав эвтектики по Фогту—42% Or и 58% Ab, что отвечает молекулярному отношению  $K_2O:Na_2O=4,06:5,94$  (около 3:2). Это соответствует в наших числовых характеристиках  $n=0,34$ . По Мякинену, молекулярные отношения:  $K_2O:Na_2O=2,88:7,12$ , что отвечает  $n=0,7$ .

Считая ортоклаз и микроклин полиморфными видоизменениями, Мякинен на температурно-концентрационной диаграмме, отвечающей примерно случаю 2 нашей сводной диаграммы, дает кроме того границы областей суще-



Фиг. 52.

ствования ортоклаза, микроклина, а также совместного существования обоих этих разновидностей калиевого полевого шпата. Диаграммы Фогта и Мякинена имеют следующий вид, изображенный на фиг. 52.

В них введено небольшое изменение, требуемое инконгруентностью точки плавления ортоклаза. В области, близкой к температуре 1200°, происходит распад его на лейцит и свободный кремнезем. Это обуславливает на диаграмме существование такой области распада.

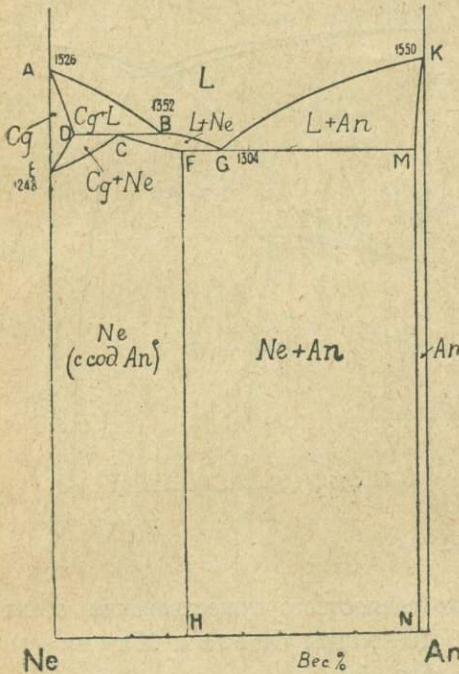
На изображенной диаграмме Мякинена (правая фигура) разрыв сплошности при температуре эвтектики (у точки E) для ясности несколько преувеличен.

### Нефелин—анортит.

Взаимные термические отношения ортоалюмосиликатов натрия и кальция, представленных в природе минералами нефелином и анортитом, подвергались экспериментальному изучению, как методом получения термических диаграмм

остывания, так и по способу закалки. Результаты различных экспериментов более или менее совпадают.

Нужно прежде всего отметить, что вещество нефелина является диморфным. При температуре более высокой, чем  $1250^{\circ}$ , вместо гексагонального нефелина из сплава образуется триклинный (?) минерал того же состава, получивший название карнегиита. Сплав нефелинового состава вообще кристаллизуется трудно. При продолжительном нагревании при  $900 - 1000^{\circ}$  очень вязкое стекло раскристаллизовывается, давая нефелин. Если сплав нагреть до  $1500 - 1600^{\circ}$ , он делается жидким и при охлаждении легче кристаллизуется, при чем получается карнегиит. По способу закалки Боуэном получена такая



Фиг. 53.

диаграмма плавкости системы нефелин-анортит. Фиг. 53.

Это кривая V типа Розебума, осложненная превращением одного из компонентов из одной модификации в другую — карнегиита в нефелин. Характерные температуры приведены на диаграмме. Из диаграммы видно, что нефелин может содержать до 35% по весу изоморфной примеси кальциевого алюмосиликата, а анортит — всего 2% изоморфной примеси карнегиита. Состав эвтектики по весу 54,5%  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  и 45,5%  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , отношение  $\text{An}:\text{Ne} = \text{FG}:\text{GM} = 10,5:52,5 = 1:5$  по весу и приблизительно такое же отношение и по объему. Состав другой характерной точки диаграммы D отвечает 5%  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , C — 18% и B — 28 1/2%.

Состав эвтектики по Боуэну:

$\text{SiO}_2$  — 42,6%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 36,4;  $\text{CaO}$  — 9,1;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 11,9, чему отвечает числовая характеристика (30,6 : 12,9 : 0 : 56,5).

Гинсберг с помощью пирометра Курнакова определил температуры кристаллизации  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  и  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$   $1223^{\circ}$  (последнее близко к температуре превращения карнегиита в нефелин, даваемой Боуэном. Гинсберг принимал за эту температуру превращения  $1150^{\circ}$ ). Для смесей этих веществ наблюдалось понижение температуры кристаллизации. В сплавах, содержащих  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  C—40%, получались довольно легко однородные гексагональные кристаллы, отвечающие очевидно нефелину; в сплаве с 50%  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  при медленном остывании в стекле выделялись кристаллики с косым угасанием, иногда в виде двойников, что указывает, повидимому, на анортит. Это

наблюдение согласуется с диаграммой Боуэна. Но при перекристаллизации стекла получалась картина однородных гексагональных образований. Еще более богатые аноритом сплавы застывали в виде стекла и при перекристаллизации давали однородные кристаллические образования, иногда грубые сферолиты призм и микролитов с двойниковым строением, отвечающие анориту. Это указывает как будто на большую способность анорита в твердом виде растворять вещество карнегиита.

Гинсберг принимал даже кривую плавкости III типа Розебума, что, однако, не согласуется с изодиморфизмом компонентов рассматриваемой системы, принимаемым этим автором.

В последней работе (1925) Боуэн и Грейг указывают, что выше  $1248^{\circ}$  образуется изотропная модификация  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ . Она превращается в триклинную (?), образующую двойники ниже  $700^{\circ}$ . Наблюдались еще точки превращения около  $690^{\circ}$ ,  $655^{\circ}$  и  $226^{\circ}$ .

#### *Фельдшпатиды и щелочные полевые шпаты.*

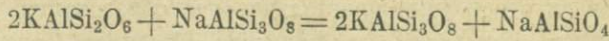
Вследствие трудности экспериментов с щелочными алюмосиликатами такие системы недостаточно изучены экспериментально, но наблюдения над соотношением минералов в изверженных горных породах дает некоторые указания в этом направлении.

Относительное постоянство содержания  $\text{SiO}_2$  в составе нефелина, с одной стороны, и альбита и ортоклаза, с другой, указывает на отсутствие смешанных растворов между нефелином и щелочным полевым шпатом, или лишь на ничтожную способность их взаимно растворять друг друга в твердом виде. Поэтому кривая плавкости должна иметь эвтектическую точку, при которой полевой шпат и нефелин кристаллизуются одновременно. Подтверждение существования таких эвтектик мы имеем в нахождении микропегматитовых сростаний щелочного полевого шпата и нефелина в нефелиновом сиените. Примеры структуры фонолитов указывают также, что в богатых нефелином разностях первым кристаллизуется нефелин, в бедных — полевой шпат. В образцах из нефелинового сиенита из Xirigica в Бразилии полевошпатово-нефелиновый микропегматит состоит приблизительно из 30 — 38% нефелина и 70 — 62% полевого шпата.

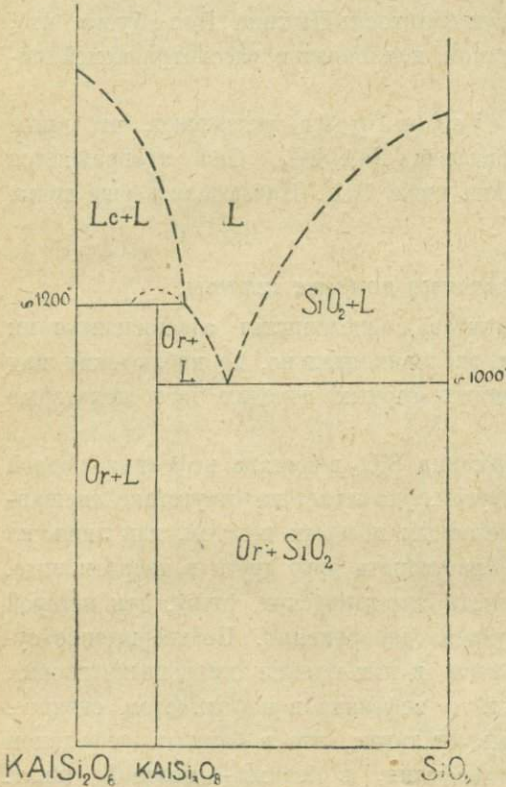
Система лейцит—ортоклаз, по исследованиям Morey и Bowen'a, принадлежит, повидимому, к другому типу. Повидимому, мы в этом случае имеем в ортоклазе соединение  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  и  $\text{SiO}_2$  с инконгруэнтной кривой плавкости. Фиг. 54.

При нагревании ортоклаза до температуры  $1200^{\circ}$  и далее до  $1400^{\circ}$  наблюдались при очень большом увеличении ( $\times 600$ ) скелетные формы и микролиты лейцита до 0,025 м/м. в диаметре, обладающие несколько меньшим преломлением, чем вмещающее их стекло. Предположительно указанные авторы дают диаграмму для этой системы, изображенную на фиг. 54.

Что касается системы лейцит—альбит, то в магматических условиях, повидимому, она является неустойчивой, и происходит превращение в нефелин—ортоклаз по уравнению:



Это следует из факта, что лейцит и альбит совместно не встречаются, о чем уже говорилось выше. Система анортит—лейцит, вероятно, должна иметь



Фиг. 54.

эвтектику; в присутствии анортита из неустойчивой системы лейцит—альбит получается более устойчивая система лейцит—плагиоклаз, которая обычна в лейцитовых тефритах и базанитах.

### Простые силикаты извести и магнезии.

#### 1. Система CaO—SiO<sub>2</sub>.

Значение этой системы в изверженных породах ограничено, так как простые силикаты извести в них не встречаются. CaO входит, как мы видели, в состав алюмосиликатов (анортит, плагиоклаз) и в двойном соединении в метасиликате CaO и MgO, в диопсиде. Поэтому мы приведем диаграмму плавкости системы CaO—SiO<sub>2</sub>, ограничившись лишь таким пояснением. Фиг. 55.

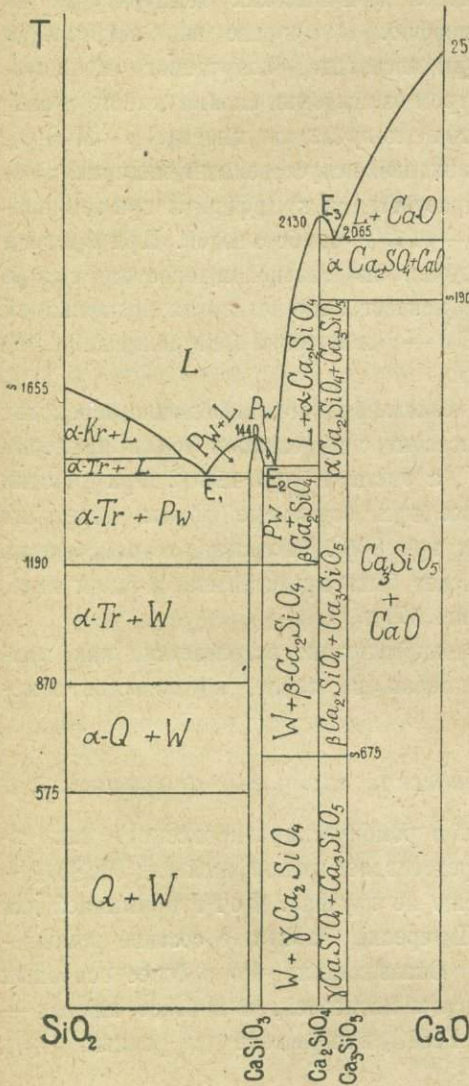
Метасиликат кальция CaSiO<sub>3</sub> получается в двух модификациях: моноклинный волластонит W и гексагональный псевдоволластонит Pw. Ортосиликат кальция в трех: α CaSiO<sub>3</sub> — моноклинный, β — ромбический и γ — моноклинный. CaO кристаллизуется в кубической системе подобно периклазу (MgO).

#### 2. Система MgO—SiO<sub>2</sub>.

Эта система, изученная Боуэном и Андерсеном, имеет наоборот ольшое значение для петрогенезиса. Силикаты магнезии энстатит и оливин являются существенными составными частями некоторых изверженных пород, в том или ином количестве входят в состав большинства более основных магматических пород. Диаграмма, полученная названными исследователями по методу закалки, имеет вид, изображенный на фиг. 56.

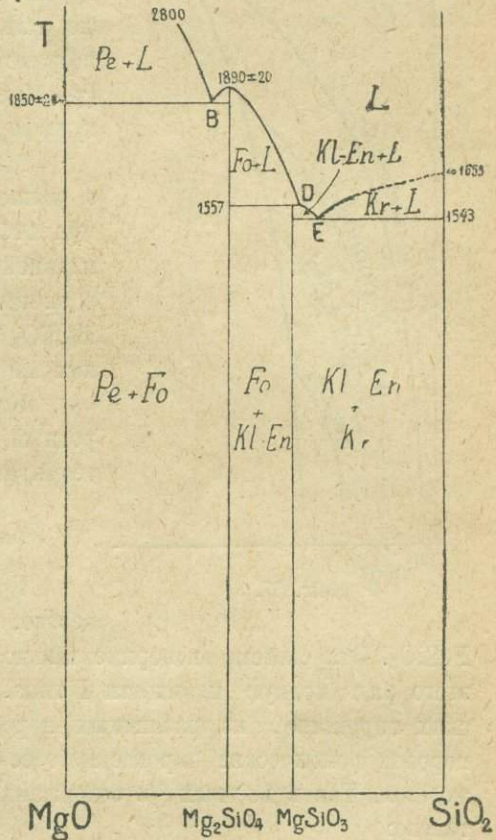
Как видно из этой диаграммы, из двух соединений магнeзии и кремнекислоты ( $Mg_2SiO_4$  и  $MgSiO_3$ ), первое—форстерит—обнаруживается в виде максимума на кривой плавкости, второе, представленное при высоких температурах в виде моноклинной разности—клиноэнстатита, обладает скрытым максимумом. В системе имеются две эвтектики: 1) периклаз + форстерит и 2) клиноэнстатит + кристобалит.

Состав первой определен лишь приблизительно. Она содержит менее



Фиг. 55.

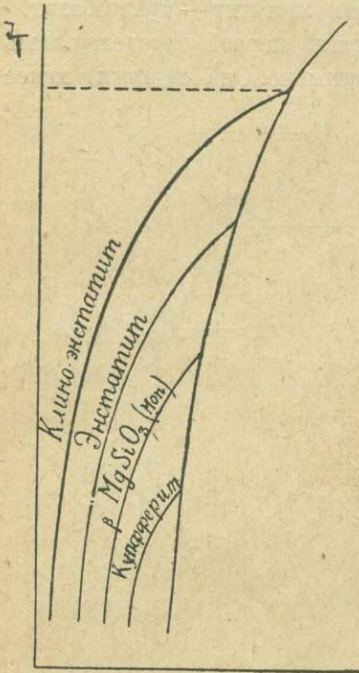
14% периклаза. Состав эвтектики клиноэнстатит—кристобалит содержит 12,5% кристобалита и 87,5 энстатита. Ее числовая характеристика (0.0.44,7.55,3). Благодаря существованию скрытого максимума и точки излома на кривой плавкости, при кристаллизации сплавов соответствующего состава (в нашем случае содержащих от 60 до 61%  $SiO_2$ ) имеет место ресорбция уже выде-



Фиг. 56.

лившихся кристаллов, в данном случае—форстерита, как следствие нормального хода кристаллизации. Температуры инвариантных точек показаны на диаграмме. Числовая характеристика точки излома приблизительно (0.0.49.51).

Вещество  $MgSiO_3$ , кристаллизующееся при высоких температурах из сплавов в виде клиноэнстатита, полиморфно. В природе оно встречается обычно в виде ромбической модификации энстатита, получаемого и искусственно ( $\alpha$   $MgSiO_3$ ). Кроме того, при быстром охлаждении сплава вместе с клиноэнстатитом получается иногда  $\beta$ — $MgSiO_3$ , роговообманковый искусственный минерал, и затем он образуется из купфферита при температурах  $375—415^\circ$  в бомбе с водой. При быстром же охлаждении из сильно перегретого сплава получается искусственно четвертая модификация ( $\gamma$ — $MgSiO_3$ )—ромбический (или моноклинный?) купфферит.



Фиг. 57.

Магнезиальная роговая обманка переходит в клиноэнстатит с выделением тепла примерно при  $1150^\circ$ , а энстатит при  $1260^\circ$ . При участии плавней все три остальные формы переходят в энстатит при  $800^\circ$ . Диаграмма тетраморфизма  $MgSiO_3$  может быть представлена в таком виде, как на фиг. 57.

Клиноэнстатит не встречается, как природный минерал на земле, но известен в метеоритах.

*Ромбические пироксены и оливины.*

Группа ромбических пироксенов, как известно, представляет изоморфный ряд  $MgSiO_3—FeSiO_3$ . Эта система экспериментально еще не изучена. Фогт принимает для этого ряда кривую плавкости I типа. Интересны данные о составе ромбических пироксенов из различных пород. Оказывается, что в более основных породах ромбические пироксены более богаты магнием, а в более кислых—железом. Так в весовых % содержание  $FeSiO_3$  в пироксене для разных пород таково:

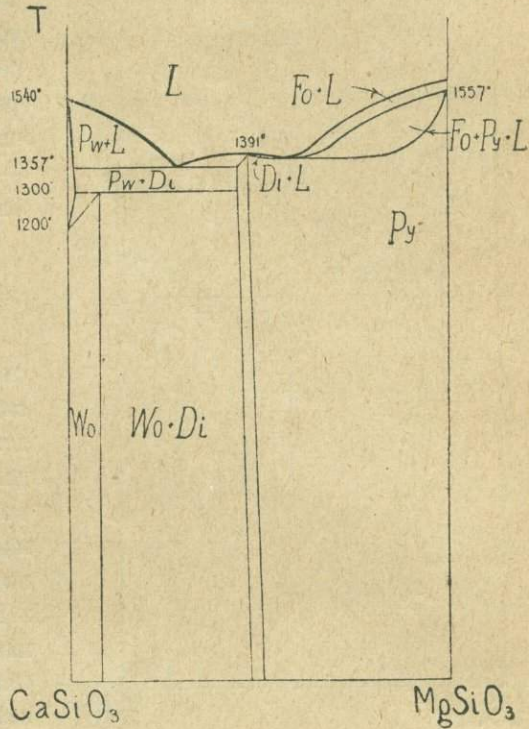
Сиенит . . . . .	50	Трахит . . . . .	53
Диорит . . . . .	30	Роговообм.-слюд. андезит .	46
Биотитово-роговообманковое		Пироксеновый андезит . .	44
габбро . . . . .	45	Базальт . . . . .	$22\frac{1}{2}$
Габбро . . . . .	31	Лимбургит . . . . .	13
Перидотит . . . . .	14		

Ортосиликаты магнeзии и железа образуют изоморфную группу оливинов. Температура плавления форстерита, как мы видели,  $1890^\circ \pm 20$ ; для  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  фаялита она определена около  $1100^\circ$ . Прибавление  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  к магнизальному оливину понижает точку плавления, соответственно чему в зональных кристаллах оливина наружные зоны богаче железом, чем ядро. Фогт принимает для системы  $\text{MgSiO}_4$  кривую плавкости первого типа Розебума. Экспериментально она еще не изучена.

Что касается взаимных отношений оливинов и ромбических пироксенов, то здесь интересно еще отметить, что в породах бесполевошпатовых относительные количества  $\text{MgO} : \text{FeO}$  в том и другом из одновременно присутствующих в породе минералов одинаково; в породах полевошпатовых оливин более богат магнием, чем ромбический пироксен.

#### Система $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3$ .

Эта система есть часть тройной системы  $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ . Инконгруэнтность (скрытый максимум) точки плавления клиноэнстатита вызывает особенность системы, которую мы увидим при разборе тройной системы диоксид-форстерит-кремнезем. Сейчас мы заметим особенности той части

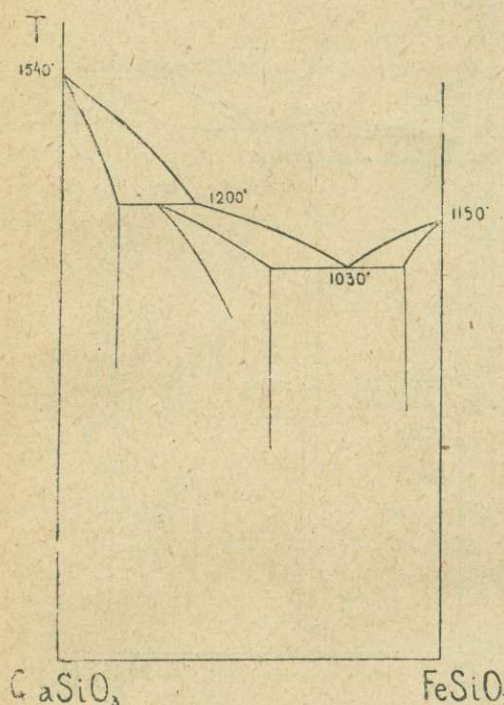


Фиг. 58.

кривой, которая отвечает системе диоксид-псевдоволластонит. Фиг. 58. Диоксиду отвечает в диаграмме плавкости открытый максимум, хотя очень не резко выраженный, поэтому этот минерал надо рассматривать, как определенное химическое соединение  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ . Температура плавления его  $1391^\circ$ . Диоксид плавится при этой температуре без разложения. Диоксид и кальциевый метасиликат образуют эвтектику, состоящую из 28%  $\text{MgSiO}_3$  и 72%  $\text{CaSiO}_3$  и плавящуюся при  $1357^\circ$ . Интересно влияние диоксида на полиморфизм  $\text{CaSiO}_3$ . Как мы уже видели, псевдоволластонит переходит при температуре  $1200^\circ$  в волластонит. Прибавление диоксида, входящего в виде твердого раствора в  $\text{CaSiO}_3$ , значительно повышает температуру превращения. При максимальном содержании в твердом растворе 17% диоксида она поднимается до  $1345 \pm 10^\circ$ .

Соотношения между диопсидом и  $MgSiO_3$  более сложны. Как мы видели соединение  $MgSiO_3$  обладает инконгруэнтной точкой плавления. При плавлении оно распадается на  $Mg_2SiO_4$  и  $SiO_2$ . Поэтому нельзя говорить о двойной системе  $MgCaSi_2O_6$  и  $MgSiO_3$ , но приходится рассматривать тройную систему:  $Mg_2SiO_4$  — форстерит,  $CaMgSi_2O_6$  — диопсид и  $SiO_2$  — кремнезем. Эта система изучена и будет подробно изложена в дальнейшем. Здесь только отметим, что

диопсид может заключать в значительном количестве в виде твердого раствора  $MgSiO_3$  (энстатит - авгиты). На фиг. 58 дано соответствующее сечение тройной диаграммы —  $CaO + MgO + SiO_2$ , изображенной ниже на фиг. 68.



Фиг. 59.

#### Система $CaSiO_3 - FeSiO_3$ .

Система эта мало изучена, несмотря на ее важность. Подобно диопсиду мы здесь имеем соединение геденберит, но на диаграмме, которую дают Константинов и Селиванов, нет соответствующего ему максимума (фиг. 59). Возможно, мы имеем инконгруэнтную точку плавления. Метасиликат железа  $FeSiO_3$  плавится при  $1150^\circ$ . Прибавление  $CaSiO_3$  вызывает понижение точки плавления и при 25%  $CaSiO_3$  мы имеем эвтектику с температурой около  $1030^\circ$ .

#### Система $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$ .

Эта важная система (оливины) еще мало изучена. Оливин представляет изоморфную смесь форстерита  $Mg_2SiO_4$  и фаялита  $Fe_2SiO_4$ . В изверженных породах исследованы главным образом физические свойства магнезиальных членов ряда с содержанием до 20% молекул  $Fe_2SiO_4$ .

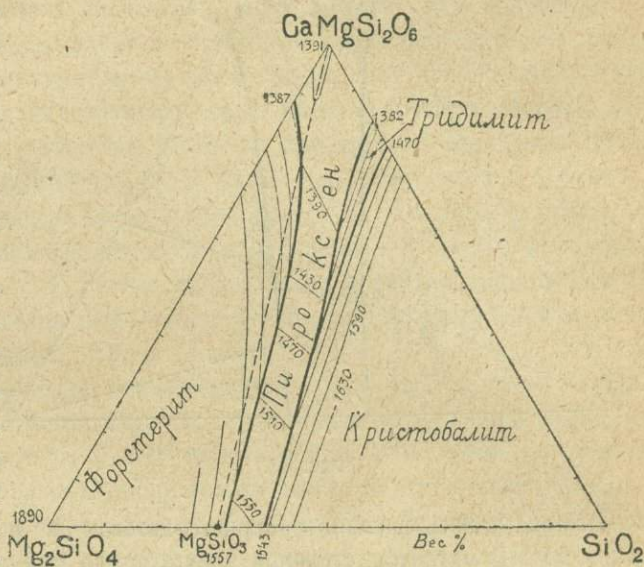
Температура плавления форстерита  $1890^\circ \pm 20^\circ$ . Прибавление фаялитовой молекулы понижает температуру плавления. Температуры плавления естественных оливинов  $1300 - 1450^\circ$ . Возможно, что оливины образуют ряд твердых растворов первого типа Розебума.

## Тройные системы.

Из изученных теперь тройных систем мы подробнее рассмотрим только те, которые имеют особо важное значение для петрографии. Такими системами являются: 1) система диопсид—форстерит—кремнезем, 2) анортит—форстерит—кремнезем и 3) альбит—анортит—диопсид.

## 1. Диопсид—форстерит—кремнезем.

Тройная система диопсид—форстерит—кремнезем подробно изучена Вонеп'ом. Диаграмма ее представлена на фиг. 60. Здесь мы имеем 4 поля, в которых кристаллизуются форстерит, кристобалит, тридимит и пироксены. Температурные поверхности, образующие поля форстерита и кремнезема, падают круто от вершин диаграммы к эвтектическим кривым. Поверхность поля пироксенов, заключенная между кривыми, падает очень полого от клиноэнстатита (1557°) в сторону диопсида до эвтектики при 1362°, за которой имеется опять небольшой подъем к диопсиду. В этом поле кристаллизуется непрерывный ряд пироксенов между диопсидом и клиноэнстатитом.



Фиг. 60.

В виду того, что пространство между линией диопсид—клиноэнстатит и эвтектической кривой чрезвычайно узко, приходится для ясности геометрических построений, изображающих ход кристаллизации расплава, расширить это пространство, несколько искажая фигуру, но сохраняя при этом, конечно, общий характер распределения кривых (фиг. 61).

При остывании расплава состава М в начале кристаллизации станет выделяться форстерит; состав жидкой фазы будет меняться при этом по направлению АМК. Выделение форстерита будет происходить до точки К. В этой точке пироксен уже является устойчивым наряду с форстеритом и жидкой фазой. Состав М в этот момент находится на стороне треугольника фаз АКЛ. При дальнейшей кристаллизации состав М будет в течение некоторого времени



будет изменяться до точки К. Также в этой точке начнет выделяться пироксен состава L, и при дальнейшем ходе кристаллизации состав жидкой фазы будет меняться до F, состав пироксена до R при одновременном растворении форстерита. Когда трехфазная граница FR пройдет через точку состава D, мы в системе будем иметь в равновесии уже только пироксен R и жидкую фазу. Состав D в тот момент будет выходить за границы треугольника фаз, и из трехфазного поля вступит в двухфазное поле. Дальнейшее остывание ведет за собой кристаллизацию пироксена; состав его меняется от R к S. Жидкая фаза естественно меняется при этом таким образом, что точка ее состава находится все время на одной прямой с составом выделяющегося пироксена и исходным составом D. В это время точка состава жидкости сходит с кривой KF и пересекает поле пироксенов. В тот момент, когда она дойдет до E на эвтектической кривой, разграничивающей поля пироксенов и кристобалита, пироксен, выделившийся из нее, имеет состав S. На этой кривой начинается выделение одновременно с пироксеном и кристобалита: другими словами, состав D попадает опять в трехфазное поле, но уже других минералов (фаз); в этом поле находятся в равновесии фазы: пироксен, кристобалит и жидкость. Прямая SE является стороной треугольника фаз SEX. По мере охлаждения теперь из расплава выделяются пироксен и кристобалит. Состав пироксена меняется по направлению к T; состав жидкой фазы меняется по кривой от E к G. В точке Z прекращается выделение кристобалита; в равновесной системе его место занимает тридимит. Когда пироксен дойдет до точки T, жидкая фаза, достигая состава G, будет вся исчерпана, и весь расплав будет раскристаллизован в пироксен T и тридимит X. GT является стороной треугольника фаз GTX при этой температуре; в этот момент состав D попадает на сторону треугольника фаз. Его образуют теперь только пироксен и тридимит. Отношение количеств пироксена и тридимита пропорционально отрезкам DX : DT.

Вышеописанные явления кристаллизации расплавов системы диопсид—форстерит—кремнезем имеют место только в случае совершенного равновесия между всеми фазами при любой температуре. В случае неполного равновесия или в случае удаления тем или иным способом кристаллизовавшихся минералов из раствора процесс кристаллизации идет иначе. В равновесии с расплавом в таком случае будут находиться только те кристаллы, которые в этот момент выделяются из него. Выделенные раньше по тем или иным причинам кристаллы участия в равновесии уже не принимают, и в каждый момент мы имеем дело как бы с новым исходным расплавом. При кристаллизации в таких условиях какого-либо состава N, P или D первым будет выделяться опять-таки форстерит, и состав жидкой фазы будет изменяться по направлению к К. В этой точке начнет выделяться пироксен L. Так как выделившийся форстерит из равновесия исключается, то, при постоянном выделении пироксена переменного состава, состав жидкой фазы уходит с кривой излома и пересекает поле пироксенов, переходя на эвтектическую кривую.

пироксен—кремнезем. Зерна выделившегося пироксена имеют различный состав от L до T. Когда состав жидкой фазы дойдет до границы поля кремнезема в какой-нибудь точке G, начнет одновременно с пироксеном выделяться и кристаллический кремнезем (в данном случае тридимит). При дальнейшей кристаллизации будет выделяться пироксен все нового состава, жидкая фаза будет меняться по кривой, и кристаллизация закончится в эвтектической точке диопсид—тридимит, если к этому времени оставалось хотя бы ничтожнейшее количество жидкости.

Процессы, протекающие в рассмотренной системе, несколько освещают явления кристаллизации естественных силикатных расплавов—магм. В частности мы имеем теперь объяснение образованию зональных пироксенов. Существование ряда диопсид—энстатит или диопсид—клиноэнстатит наблюдалось также в изверженных горных породах. Валь описал пироксен такого ряда под названием энстатит-авгита. Изменение оптических свойств этих естественных минералов совершенно аналогично изменению таковых в ряду диопсид-клиноэнстатит. Следует, однако, отметить, что по Буке просмотр анализов пироксенов указывает на ограниченную растворимость пироксенов и существование разрыва в этом ряду. Резорбция зерен оливина, нередко встречаемая в горных породах, имеет свое объяснение в нормальном ходе кристаллизации магмы, при несвоевременном равновесии.

Процессом, имеющим, повидимому, большую важность в петрогенезисе, является, по Боуэну, опускание выделившихся кристаллов (оливин, пироксен) в нижние слои застывающей магмы. В результате этого нижние слои обогащаются более трудноплавкими минералами, тогда как в верхних слоях начинает преобладать жидкая фаза. При достаточно большом промежутке времени верхние и нижние слои приобретают резко отличный состав, и кристаллизация каждого из них идет уже дальше своим путем. Нижние слои естественно будут раскристаллизованы значительно раньше и при более высокой температуре очага, когда верхние еще будут легко подвижны. При каких-либо дислокациях земной коры в этом районе можно поэтому ожидать интрузии верхней более кислой магмы в нижние уже отвердевшие основные породы, что и наблюдается зачастую в природе.

Заметим в заключение числовые характеристики особых точек:

1) эвтектики диопсид—кремнезем (0.0.42,8.57,2) и 2) эвтектики диопсид—форстерит (0.0.52,2.47,8).

## II. Анортит—форстерит—кремнезем.

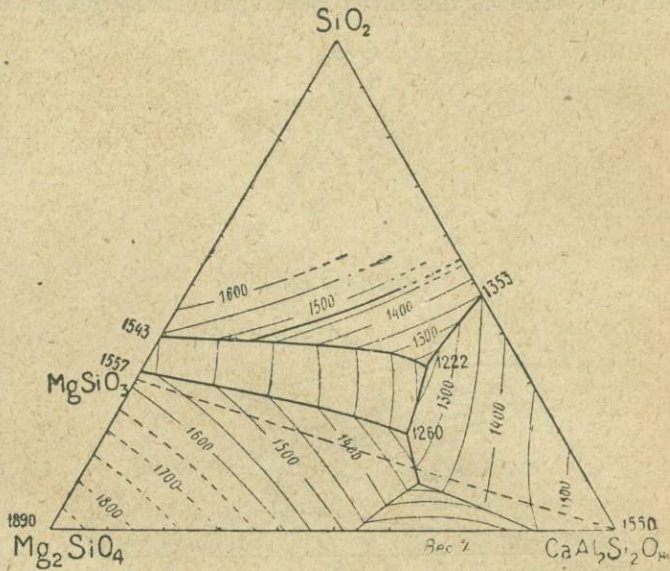
Эта система была изучена О. Андерсеном в геофизической лаборатории Института Карнеги. Результаты изображены на диаграмме (фиг. 62 и 63). Стороны трехугольной диаграммы образованы двойными системами. Система форстерит—кремнезем уже рассматривалась выше. Система анортит—кремнезем

также уже была описана. Система анортит—форстерит не является по существу двойной системой. В средней части ее имеется разрыв, где выделяется шпинель, образование которой может быть изображено в четырехкомпонентной системе  $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{SiO}_2$ .

Этот разрыв занимает промежуток от 55% до 87% Ап. Боковые участки являются двухкомпонентными системами и представляют системы эвтектические.

Площадь диаграммы тройной системы делится на ряд полей, ограниченных эвтектическими кривыми и кривыми излома. Распределение полей ясно из диаграммы фиг. 62 и схемы фиг. 63. Поле АКД (фиг. 63) включает точки составов, при кристаллизации которых выделяется шпинель. В поле, прилегающем к форстериту, первым выделяется форстерит и лишь затем шпинель, в поле у анортитовой вершины выделяющейся твердой фазой является анортит; в среднем треугольнике выделяется первой шпинель. Линии, разграничивающие эти поля, отнюдь не являются эвтектическими кривыми. Они дают только представление о том, где какая фаза выделяется первой. Ход кристаллизации с этими кривыми совершенно не связан. Так как образование шпинели в этой диаграмме изображено быть не может, мы оставляем этот участок диаграммы АКД без дальнейшего рассмотрения. Схематически диаграмма представлена на фиг. 64. Буквы те же, что на диаграмме фиг. 63.

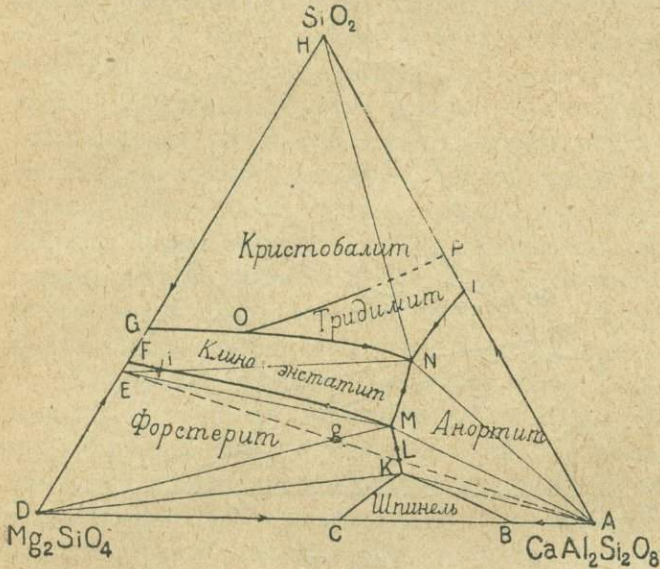
Рассматривая диаграмму мы видим, что часть ее, а именно, площадь, ограниченная прямыми МА, АН, НГ и кривой FM, представляет тройную систему анортит—клиноэнстатит—кремнезем; каждая пара компонентов образует простую эвтектику, а вся система дает одну общую тройную эвтектическую точку N. Ход кристаллизации в пределах этой части—обычный ход кристаллизации эвтектических смесей. Конечной стадией кристаллизации для всякого состава в пределах этой площади является образование тройной эвтектики в точке N.



Фиг. 62.

Кристаллизация в другой части диаграммы—DKAMF—несколько сложнее. Здесь мы имеем непрерывное взаимодействие между выделившимися кристаллами и жидкой фазой. Во всех участках этой площади во время кристаллизации раньше или позже выделяется форстерит, который затем вступает опять в реакцию с жидкой фазой и частью или совершенно в ней растворяется.

В участке АКМ первой кристаллизующейся фазой является анортит. Жидкая фаза изменяется до эвтектической кривой КМ. Дойдя до этой кривой, она начинает выделять анортит и форстерит одновременно и будет двигаться по кривой к точке М. В точке М делается устойчивым клиноэвстатит; происходит реакция между форстеритом и жидкой фазой: форстерит растворяется. Вместо него выделяется клиноэвстатит. Одновременно происходит кристаллизация анортита. Конец кристаллизации зависит от положения точки исходного состава. Если мы имеем состав внутри АКЛ—жидкая фаза будет исчерпана раньше растворения форстерита,



Фиг. 63.

и кристаллизация закончится в М, дав в результате анортит, форстерит и клиноэвстатит. В случае, если исходный состав лежит на прямой AL—жидкая фаза и форстерит будут исчерпаны одновременно, и в результате кристаллизации мы получим анортит и клиноэвстатит. Если исходный состав лежит в участке ALM—первым при реакции растворения и выделения клиноэвстатита будет израсходован форстерит, и остающаяся жидкая фаза будет застывать по кривой MN, выделяя анортит и клиноэвстатит. Кристаллизация закончится в эвтектической точке N; эвтектика будет состоять из анортита, клиноэвстатита и кремнезема (тридимита).

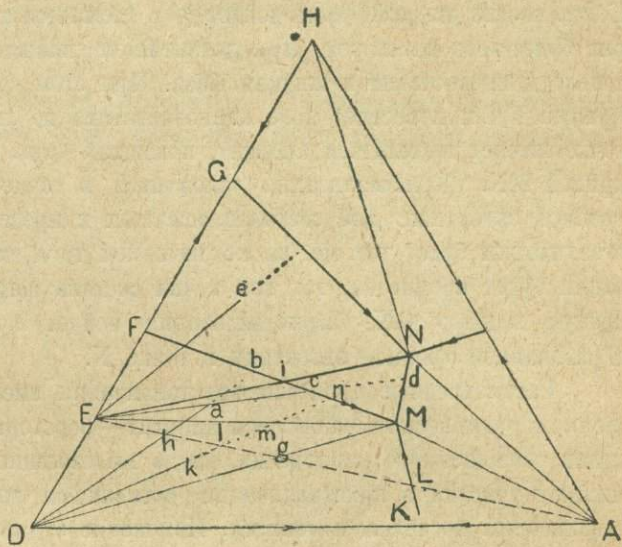
В пределах поля DKMF первой фазой кристаллизации является форстерит. Выделение следующей фазы зависит от положения точки исходного состава в том или ином участке этого поля. В участке DKM изменение жидкой фазы при выделении форстерита будет идти по направлению к КМ. В момент достижения ею этой кривой начнет кристаллизоваться однове-

рой к точке М. В точке М делается устойчивым клиноэвстатит; происходит реакция между форстеритом и жидкой фазой: форстерит растворяется. Вместо него выделяется клиноэвстатит. Одновременно происходит кристаллизация анортита. Конец кристаллизации зависит от положения точки исходного состава. Если мы имеем состав внутри АКЛ—жидкая фаза будет исчерпана раньше растворения форстерита,

менно и анортит. Далее жидкая фаза будет изменяться по КМ. В точке М произойдет реакция между форстеритом и жидкой фазой и выделение за их счет клиноэнстатита. Дальнейший ход кристаллизации зависит от положения точки состава по ту или другую сторону линии клиноэнстатит—анортит (ЕА). Если точка лежит в пределах участка DKLg—жидкая фаза будет израсходована первой, и в результате кристаллизации мы получим форстерит, анортит и клиноэнстатит. Если точка состава лежит на прямой ЕА—израсходование жидкой фазы и форстерита произойдет одновременно, и в конечном итоге мы будем иметь анортит и клиноэнстатит. При положении точки состава в участке LgM—форстерит будет использован раньше жидкая фаза по окончании реакции при дальнейшем охлаждении будет изменяться по MN, выделяя одновременно анортит и клиноэнстатит. Кристаллизация закончится в точке N образованием эвтектики анортит—клиноэнстатит—тридимит.

Кристаллизация составов, расположенных в участке DME, будет происходить также в зависимости от положения их по отношению к прямой клиноэнстатит—анортит (ЕА).

Какой-либо состав k, лежащий ближе к форстериту, будет кристаллизоваться следующим образом (фиг. 64): в начале будет происходить выделение форстерита; жидкая фаза будет изменяться по прямой kp. При изменении ее состава от п до М будет происходить растворение форстерита и выделение клиноэнстатита. В точке М кристаллизация закончится полным израсходованием жидкой фазы на реакцию с форстеритом и выделение анортита. Конечный продукт состоит из форстерита, клиноэнстатита и анортита. Для составов l, лежащих на прямой ЕА, ход кристаллизации тот же: первоначальное выделение форстерита до п, дальше частичное растворение его и выделение клиноэнстатита. По достижении точки М будет выделяться также и анортит; форстерит и жидкая фаза будут израсходованы одновременно, и в результате сплав будет закристаллизован в клиноэнстатит и анортит. Какой-либо состав m, лежащий по другую сторону прямой ЕА, будет кристаллизоваться также сначала с выделением форстерита; жидкая фаза будет изме-



Фиг. 64.

няться по  $mp$ . С точки  $p$  начнется растворение форстерита и выделение клиноэнстатита. Состав жидкой фазы будет изменяться по  $pM$ . В точке  $M$  произойдет полное растворение форстерита, и начнет кристаллизоваться анортит. Жидкая фаза будет в избытке, и при дальнейшем охлаждении ее состав будет изменяться по  $MN$ , выделяя клиноэнстатит и анортит. Кристаллизация закончится в точке  $N$  образованием тройной эвтектики—клиноэнстатит, анортит и тримит.

В поле  $EFM$  кристаллизация будет идти несколько иначе. При остывании состава  $a$  первым будет выделяться также форстерит. Жидкая фаза будет изменяться по  $ab$ . С точки  $b$  начнет выделяться клиноэнстатит при одновременном растворении форстерита. Состав жидкой фазы будет меняться по  $bc$ . Когда состав жидкой фазы дойдет до  $c$  (лежащей на продолжении  $Ea$ ), форстерит будет весь растворен. При дальнейшем охлаждении будет выделяться уже только клиноэнстатит и жидкая фаза. При этом состав жидкой фазы покинет кривую  $FM$  и пересечет поле клиноэнстатита по линии  $cd$  до точки  $d$ . В этой точке начнет выделяться анортит, и жидкая фаза дальше будет меняться по кривой  $MN$ . Кристаллизация закончится в точке  $N$  образованием обычной тройной эвтектики. Для составов, лежащих в пределах участка  $EFi$ , ход кристаллизации будет тот же, за исключением того, что второй фазой кристаллизации будет кремнезем, так как точка состава жидкой фазы попадет уже на другую кривую  $GN$ . Кристаллизация пойдет по кривой  $GN$  и закончится образованием тройной эвтектики в точке  $N$ .

Рассмотренные процессы кристаллизации имеют место только при совершенном равновесии всей системы анортит—форстерит—кремнезем. При отсутствии совершенного равновесия, когда выделившиеся уже кристаллы не принимают участия в кристаллизации оставшейся жидкой фазы, ход этой кристаллизации несколько изменится. Изменение это захватывает, конечно, только составы тех полей, где происходит реакция между выделившимися кристаллами и жидкой фазой. Оно будет касаться только поля, где происходит взаимодействие, именно, поля  $DKAMF$ , и совершенно не затронет поля  $AMFH$ , где кристаллизация идет по эвтектическим кривым к тройной эвтектике, и выделившиеся кристаллы не имеют значения для равновесия. Пусть состав в участке  $DEg$  в начале кристаллизации выделяет форстерит; жидкая фаза его меняется до кривой  $FM$ . Если форстерит по мере кристаллизации удаляется из расплава—дальнейшая кристаллизация не пойдет по  $FM$ , но пересечет поле клиноэнстатита с выделением только последнего. Закончится кристаллизация в эвтектической точке  $N$  при одновременном выделении анортита, клиноэнстатита и тримита. Таков будет ход кристаллизации, например, при оседании кристаллов форстерита в нижние слои расплава; таков же будет он и при изоляции кристаллов форстерита от расплава нарастающей на них оболочкой клиноэнстатита. Ресорбция и оседание зерен форстерита наблюдались лабораторным путем. Кроме того, каемки широкоеена вокруг ресорбированных зерен оливина представляют обычное явление в горных породах.

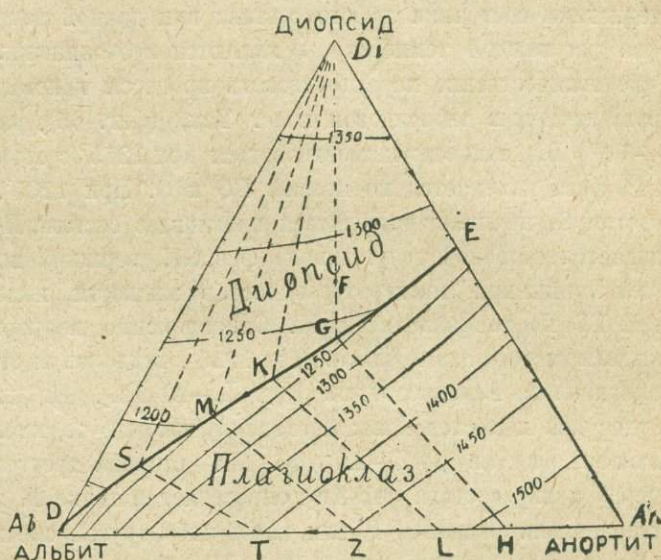
Конечный продукт такой кристаллизации имеет несколько ненормальный характер. Кристаллизация заканчивается в эвтектической точке N с выделением между другими минералами и  $\text{SiO}_2$ , и мы таким образом будем иметь в магме одновременное присутствие форстерита (оливина) и тридимита (кварца). Естественные горные породы такого характера образуются в исключительно благоприятных условиях; они редки, но они известны и описаны из разных мест.

Числовые характеристики особых тройных точек диаграммы таковы (фиг. 63). К—(0.15, 2.29, 0.55, 8); М—(0.13, 6.24, 7.61, 7); N—(0.12, 5.16, 2.71, 3).

### III. Анортит — альбит — диопсид (гаглобазальтовая и гаглодиоритовая система).

Система эта была изучена Боуэном. Исследование производилось методом закалки. Результаты дали диаграмму, представленную на фиг. 65.

Стороны треугольника концентраций представляют двойные системы: 1) Ab—An (альбит-анортит) — система твердых растворов; кривая типа I Розебума. 2) An—Di (анортит-диопсид) — обычная эвтектическая система с эвтектикой при  $1270^\circ$  и 42% An. 3) Ab—Di (альбит-диопсид) — также эвтектическая система с резким смещением точки эвтектики в сторону более легкоплавкого компонента — Ab. Положение и цифры для



Фиг. 65.

этой эвтектики даются Боуэном только предположительно, так как эвтектика не была получена из-за вязкости расплава. Т эвтектики— $1085^\circ$  (начало плавления смеси Di + Ab); состав—97% Ab и 3% Di.

В тройной системе мы имеем деление всей площади треугольника концентраций на два поля, заключающие точки состава жидкой фазы, которая может находиться в равновесии: в одном поле—с кристаллами диопсида, в другом—с кристаллами плагиоклаза. Эти поля разделяются пограничной эвтектической кривой DE, точки которой изображают состав жидкой

фазы, могущей существовать в равновесии с плагиоклазом и диопсидом одновременно. Форма температурной поверхности равновесия изображена в виде изотерм (начала кристаллизации). Мы уже знакомы с такой диаграммой плавкости, когда из трех компонентов два образуют ряд непрерывных растворов первого типа Розебума, а третий не образует с ними смешанных кристаллов. Этот случай довольно подробно рассмотрен в общей части. Введение в систему компонентов, образующих твердые растворы, как мы уже видели, несколько усложняет картину равновесия расплавов. Для характеристики состояния какого-либо состава при определенной температуре, как мы знаем, недостаточно иметь распределение изотерм на диаграмме. Необходимо знать и состав плагиоклазов, выделяющихся при данной температуре в различных частях треугольника. Для этого нужно знать положение треугольника фаз, определяющего составы находящихся в равновесии жидкой фазы диопсида и плагиоклаза при данной температуре состава. Зная вершины треугольника фаз, мы определим все элементы, нужные для характеристики состояния любого состава при данной температуре. Треугольники фаз для каждой температуры являются постоянными. Установив их, можно уже количественно характеризовать процессы кристаллизации с совершенным равновесием в диопсидовом поле. Так, (фиг. 65), расплав F (50%  $Ab_1An_1$  + 50% Di) начнет кристаллизоваться при 1275° с выделения диопсида, и жидкая фаза изменяется по прямой FG к G. При 1235°, когда жидкость имеет состав G, начинает выделяться плагиоклаз состава H ( $Ab_1An_4$ ); точка H определяется стороной треугольника фаз GH, вершина которого G. При дальнейшем понижении температуры состав жидкости изменяется, следуя по кривой ED по направлению к M. Одновременно непрерывно изменяется состав выделившегося плагиоклаза. При 1218°, когда жидкость имеет состав K, состав плагиоклаза изменяется из H в L— $Ab_1An_2$ . Наконец, при 1200° жидкость будет вся израсходована; последняя частица ее имела состав M; плагиоклаз изменил состав до Z— $Ab_1An_1$ . MZ—сторона треугольника фаз, проходящая через точку состава  $Ab_1An_1$ , определяет в точке M температуру полного затвердевания расплава F или какой-либо другой смеси, заключающей плагиоклаз состава  $Ab_1An_1$  и диопсид. Подобным же образом для расплава 60%  $Ab_2An_1$  + 40% Di имеем температуры начала кристаллизации диопсида 1252°; при 1218° (точка K) начинает выделяться плагиоклаз состава L— $Ab_1An_2$ ; при 1176° жидкость вся израсходована, расплав раскристаллизовался в диопсид и плагиоклаз  $Ab_2An_1$ . Для смесей в плагиоклазовом поле состав жидкой фазы при выделении кристаллов плагиоклаза движется к пограничной кривой DE не по прямым, а по кривым путям кристаллизации. Для каждого состава имеется своя кривая, которую приходится определять особо (см. фиг. 37, стр. 100).

Состав жидкой фазы (после закалки стекла) определялся Боуэном по показателю преломления. Для нахождения точки состава жидкой фазы

для данной температуры, им были определены показатели преломления для стекол различного состава, и на диаграмму нанесены линии с одинаковым показателем преломления стекла (изофракты). Состав жидкой фазы получается в пересечении соответствующей изотермы с отвечающей найденному показателю преломления изофрактой. Состав выделяющегося плагиоклаза, находящегося в равновесии с жидкой фазой, лежит на пересечении линии, проходящей через валовой состав и состав жидкой фазы с плагиоклазовой сторонной ( $AbAn$ ) диаграммы. Имея данные для показателей преломления стекол взятой смеси для разных температур, можно было нарисовать ход кристаллизации этой смеси в плагиоклазовом поле.

Смесь из 70%  $Ab_1An_1$  и 30%  $Di$ , например, начинает кристаллизоваться при  $1302^\circ$  с выделением плагиоклаза состава  $Ab_1An_1$ . При температуре  $1230^\circ$  состав жидкой фазы изображается некоторой точкой, лежащей между  $G$  и  $K$ , состав выделившегося плагиоклаза — некоторой точкой, лежащей между  $L$  и  $H$ ; начинает выделяться и диопсид. При температуре  $1216^\circ$  (которой отвечает точка  $M$ ) жидкая фаза имеет состав  $M$ , а состав плагиоклаза выражается точкой  $Z$  (несколько основнее  $Ab_1An_1$ );  $ZM$  — сторона треугольника фаз для  $1216^\circ$ . С дальнейшим понижением температуры состав жидкой фазы следует дальше по эвтектической кривой, выделяются одновременно диопсид и плагиоклаз, и при температуре около  $1200^\circ$  жидкая фаза вся исчерпана. Состав плагиоклаза теперь  $Ab_1An_1$ .

В случае удаления выделившихся кристаллов тем или иным способом из расплава условия равновесия нарушаются; взаимодействие между кристаллом и жидкостью прекращено, и из жидкой фазы начинают выделяться плагиоклазы другого состава. Весь процесс изменения жидкой фазы идет по другой кривой. Дальнейшее удаление кристаллов снова делает оставшуюся жидкость отправной точкой для новой кривой. Состав плагиоклазов обуславливается составом отправной жидкой фазы в каждом случае.

Мы уже видели, как аналогичный процесс наблюдается при условии несовершенного равновесия в кристаллизующейся системе, в случае относительно большей скорости охлаждения. Выделившийся плагиоклаз не успевает реагировать с жидкой фазой при достаточно скором изменении температуры, и из жидкости выделяются уже плагиоклазы иного состава, нарастающие на старые, более основные плагиоклазы, результатом чего является образование зональных кристаллов.

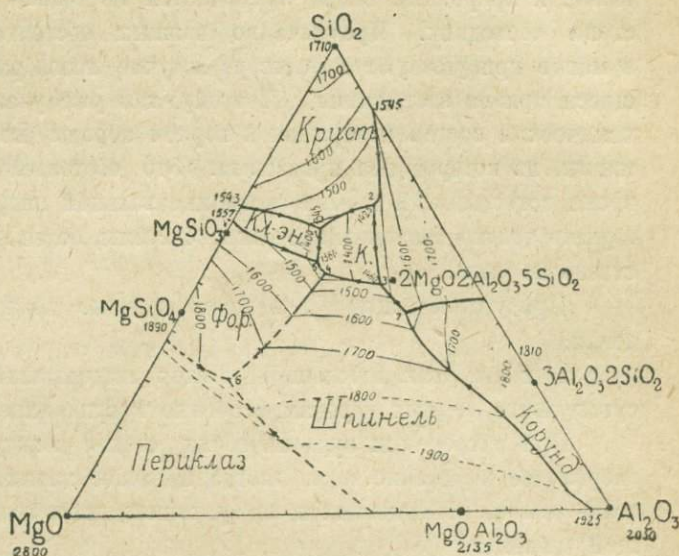
С точки зрения петрогенезиса система альбит — анортит — диопсид представляет большой интерес. Из положений, вытекающих из рассмотрения этой системы, следует отметить следующие.

Во-первых — отсутствие эвтектической точки определенного состава как между диопсидом и каким-либо промежуточным ( $Ab_m An_n$ ) плагиоклазом, так, тем более, и между плагиоклазом и сложным пироксеновым раствором, как, напр., авгит. Вместо эвтектической точки здесь мы имеем эвтектиче-



Система  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ .

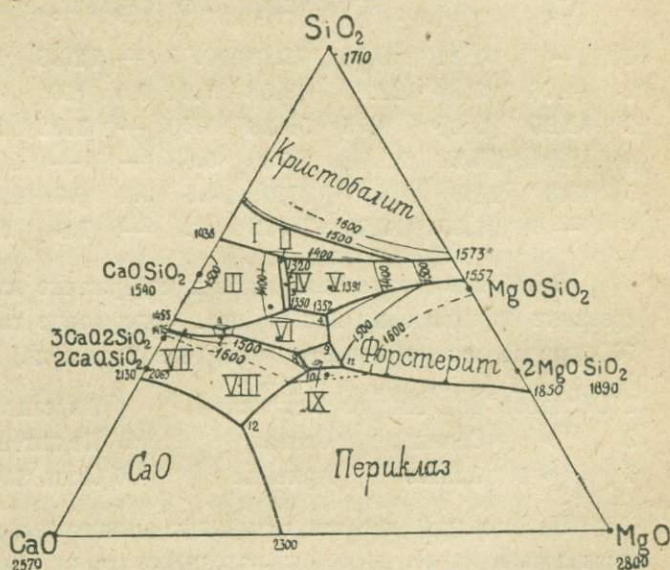
Диаграмма этой системы представлена на фиг. 67. Она уясняет соотношение между многими породообразующими минералами, главным образом, термального метаморфизма. Мы находим на этой диаграмме кремнезем (кристобалит), клиноэнстатит, форстерит, периклаз, крайний член ряда кордиерит (поле К),  $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ , шпинель и корунд. Любопытно, что шпинель может заключать в твердом растворе некоторое количество  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Кроме клиноэнстатита, о котором уже говорилось, inconгруэнтно плавящимися являются  $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$  и кордиерит. Остальные точки плавления конгруэнтны.



Фиг. 67.

Система  $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{SiO}_2$ .

Части этой системы: диопсид — форстерит — кремнезем и диопсид — метасиликат извести уже рассматривались выше. Кроме соединений известных в природе, как минералы, мы встречаемся в рассматриваемой системе с несколькими силикатами извести и частью извести и магнезии, поля которых занимают левую часть диаграммы. Из минералов отметим еще монтichelлит, обладающий inconгруэнтной точкой плавления. Диаграмма системы изображена на фиг. 68.



Фиг. 68.

Этими системами мы и ограничимся.

## Летучие составные части в магме.

Различие тех искусственных систем силикатов, которые рассмотрены выше, и природных магм заключается не только в большей сложности состава последних. Чрезвычайно важным обстоятельством является то, что в магме присутствуют в растворе летучие газообразные вещества, выделяющиеся при ее застывании. Поэтому, как уже указывалось в самом начале, химический состав изверженной горной породы не тождественен с составом магмы, из которой она произошла. Это обстоятельство ставит в настоящее время естественный предел экспериментальной петрографии. Мы пока можем изучать только гапломагматические системы, более или менее далекие от естественных магм.

Присутствие летучих веществ в магме доказывают следующие наблюдения:

1. Газы, как небольшой остаток выделившийся при застывании, присутствуют в горных породах, особенно в вулканических стеклах.

При нагревании вулканических стекол между 800—1100° происходит энергичное выделение газа, иногда имеющее характер взрыва. Примеры состава газов, выделяющихся из вулканических стекол, приведены в следующей таблице:

	Cl <sub>2</sub>	HCl	SO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	Σ	Сод. газа	NH <sub>4</sub> Cl	Хло-риды
1	—	61.11	0.55	14.30	10.55	—	12.36	1.13	100	167	5.4	755
2	11.76	5.88	12.60	49.58	7.64	0.5	8.0	4.0	—	397	не опред.	
3	32.25	2.15	0.75	56.23	5.70	—	1.82	1.06	—	310	8	100
4	49.94	15.54	11.61	6.78	5.68	—	—	10.36	—	543	54	—
5	13,3	13,3	—	37,5	14,6	3,1	6,6	11,4	—	423	33	неопред.
6	—	6.55	12.0	73.79	сл.	—	7,6	сл.	—	374	20.4	5143

В таблице дан состав газов и содержание их в 1 kg породы при нагревании до плавления или взрыва. Содержание газа дано в см<sup>3</sup> при 0° и 760 мм давлен., а возгоны (последние 2 столбца) в mgr. Породы:

1	Обсидиан Сан Андрес	Мексика	4	Андезитовый обсидиан	Кракатау
2	» Савай	Самоа	5	Пехштейн	Мейссен, Саксония
3	» Алагёз	Армения	6	Лава 1906 года	Везувий

Несомненно, что эти газы лишь незначительные остатки того, что содержалось в магме, когда она находилась на глубине и под давлением.

2. Непосредственные наблюдения над вулканическими извержениями показывают, что в магме содержатся растворенными летучие вещества, выделяющиеся при понижении давления во время извержения и дальнейшем падении температуры при остывании в виде фумаролл. Многочисленные анализы фу-

мароллы показывают, что по составу в них можно различать три группы компонентов.

### 1) Группа хлора.

Хлористый водород  $\text{HCl}$  и ряд хлоридов:  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{NH}_4\text{Cl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{AlCl}_3$ ,  $\text{FeCl}_2$ ,  $\text{FeCl}_3$ , также разные другие хлориды тяжелых металлов:  $\text{Pb}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{Sn}$  и т. д. Последние, т. е. металлогенные элементы, лишь в небольшом количестве. К группе хлора примыкает  $\text{J}$  и  $\text{F}$  с их соединениями, прежде всего  $\text{HF}$  и  $\text{SiF}_4$ , также многие фториды и соли кремнефтористоводородной кислоты.

### 2) Группа серы.

Сера в разных формах: сероводород  $\text{H}_2\text{S}$ , сернистый газ  $\text{SO}_2$  и кислота  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , ее ангидрид  $\text{SO}_3$  и разные соли. К этой же группе относятся мышьяковистые соединения, особенно реалгар  $\text{AsS}$ , далее  $\text{Se}$  и  $\text{P}$ . В некоторых фумароллах находится борная кислота  $\text{H}_3\text{BO}_3$ , которая связывает фумароллы с преобладанием серы с углекислыми.

### 3) Группа углерода.

Преобладает  $\text{CO}_2$ , затем встречаем  $\text{CO}$  в меньших количествах. Тут же надо упомянуть углеводороды, прежде всего метан  $\text{CH}_4$ .

### 4) Другие составные части.

Особенную роль играет вода в форме пара и затем в жидком состоянии; водород, азот, кислород; последние два газа или в том же отношении, как в воздухе, или в другом. Наконец, к азоту примешиваются благородные газы.

3. О присутствии значительного количества летучих составных частей в магме на глубине, можно заключить по тем действиям, которые они производят, выделяясь в окружающие породы, т. е. по явлениям контактового метаморфизма, и по тем следам, которые они оставили в форме генетически связанных с изверженными породами рудных месторождений.

Изучение явлений контактового метаморфизма приводит к заключению о несомненном выносе из магмы различных веществ, часто отлагающихся в контактовой зоне в целом ряде метаморфических минералов. Образование этих минералов следует в определенном порядке, и можно в общих чертах наметить несколько генераций, отличающихся как теми металлическими элементами, которые выносятся в виде летучих соединений, так и металлоидами, являющимися главными минерализаторами. Мы можем различать такие фазы в контактовом метаморфизме: 1) фельдшпатизацию, образование амфиболитов из известняков и т. п., с характерным привносом элементов  $\text{Al}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$  и др., являющихся существенно составными частями изверженных пород;

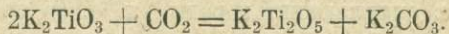
2) феррификацию — особенно резко выраженную в рудных месторождениях; 3) пневматолитический вынос тяжелых, металлогенных элементов Cu, Zn, Pb, As, Sb и т. д.; Sn стоит на грани 2 и 3; 4) термальная деятельность, сопровождающаяся выносом тех же элементов. В первые фазы главными минерализаторами являются, вероятно, галоиды; тяжелые элементы Cu, Zn и др. мы находим в виде сернистых соединений; и, наконец, мы видим, что при термальной деятельности углекислота является главнейшим фактором термального метаморфизма. Таким образом, и тут обрисовываются те же группы хлора, серы и углерода, которые характеризуют разные стадии фумарольной деятельности при вулканических явлениях.

Таким образом, мы видим, что состав выделяющихся из магмы летучих частей изменяется со временем. Процесс выделения есть своего рода дистилляция с изменяющимся составом дистиллята.

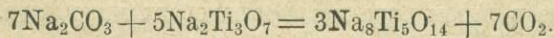
Летучие вещества, заключенные в магме, не только являются такими компонентами этого сложного раствора, которые, выделяясь, влияют на ход застывания, но они могут вступать в химическое взаимодействие с составными частями магмы. К сожалению мы слишком мало знаем о тех соединениях, в каких могут присутствовать в магме те вещества, которые выделяются при магматических эксгаляциях. Брэн предполагает возможность образования хлора при разложении кремнехлористых соединений.

Весьма поучительный пример искусственных сплавов, в состав которых входит соединение с летучими компонентами, представляют изученные Ниггли системы сплавов титанатов и силикатов щелочей с карбонатами.

Так, например, смесь  $K_2O$  и  $TiO_2$  в атмосфере  $CO_2$  при атмосферном давлении поглощает при  $900-1000^\circ$  заметное количество углекислоты. В расплаве образуется  $K_2CO_3$  вместе с титанатом. Равновесие между ними зависит от температуры. В расплаве находятся  $K_2Ti_2O_5$ ,  $K_2TiO_3$  и  $K_2CO_3$ . При кристаллизации выделяются  $K_2Ti_2O_5$  и  $K_2CO_3$ .  $K_2TiO_3$  разлагается по реакции:



В этом случае углекислота поглощается сплавом, и продукты кристаллизации богаче углекислотой, чем расплав. Обратный случай имеем для натровых солей:



Здесь при кристаллизации углекислота выделяется.

В глубинных изверженных породах присутствуют минералы, в состав которых входят вода, фтор и т. п., именно — слюды, роговые обманки. Образование таких минералов может быть связано с химическими реакциями между силикатовыми компонентами магмы и летучими веществами, из нее выделяющимися.

Приведенные соображения достаточно отмечают всю сложность явления, и в настоящее время приходится ограничиваться только самыми общими особенностями процессов застывания сплавов, содержащих летучие компоненты. Мы видим, что магма представляет расплав—раствор многих нелетучих компонентов, содержащих разнообразные летучие составные части. С одной стороны, присутствие летучих веществ влияет на порядок выделения и на ход процесса кристаллизации нелетучих компонентов. Это влияние надо учесть прежде всего. С другой стороны, мы видим, что состав эманаций изменяется во время процесса, и потому необходимо коснуться особенностей этого изменения хотя бы в самых общих чертах.

Так же, как мы видели при рассмотрении сухих сплавов, наглядное и вполне отчетливое представление о состоянии системы дает геометрический способ изображения ее в виде диаграммы. Но свойства нашего трехмерного пространства ограничивают применение такого способа. Только бинарные и тройные системы мы можем легко интерпретировать геометрически. Применяя это к системам, содержащим летучие компоненты, мы принуждены ограничиться рассмотрением таких комбинаций:

Бинарная система: 1 летучий и 1 нелетучий

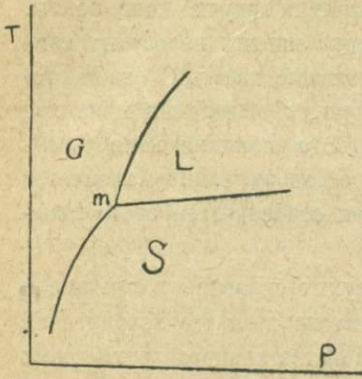
Тройные системы: а) 1 летучий и 2 нелетучих

б) 2 летучих и 1 нелетучий.

В этих простейших системах могут представиться различные случаи взаимных отношений между компонентами: а) они не образуют между собою соединений или твердых растворов (смешанных кристаллов), б) они образуют химические соединения и с) образуют твердые растворы. Случай б) отвечает образованию гидратов и др. соединений с конституционной водой, напр., биотит в изверженных породах, для случая с) типично, напр., образование цеолитов.

Метод рассмотрения всех этих случаев с помощью диаграмм по существу тот же, которым мы пользовались при рассмотрении свойств «сухих систем», но в случае присутствия летучего компонента уже нельзя упускать из виду влияние давления, которое не имело значения в сухих системах. Давление в сильной степени влияет на процессы превращений, когда одна из фаз в системе представляет газ. В этом случае приходится прибегать к диаграмме состояния, которая должна изображать соотношения между концентрацией  $x_1, x_2, \dots$ , температурой  $T$  и давлением  $P$ . Пространственной диаграммой в трехмерном пространстве мы можем эти соотношения изображать только для бинарной системы, где переменной концентрацией является только одно  $x_1$ . Уже для тройных систем полное пространственное изображение диаграммы состояний невозможно, и необходимо ограничиться лишь определенными разрезами или проекциями ее.

Состояние системы, содержащей только один компонент, в зависимости от разных температур и давлений может быть, как известно, представлено на плоской диаграмме такого вида, как на фиг. 69.

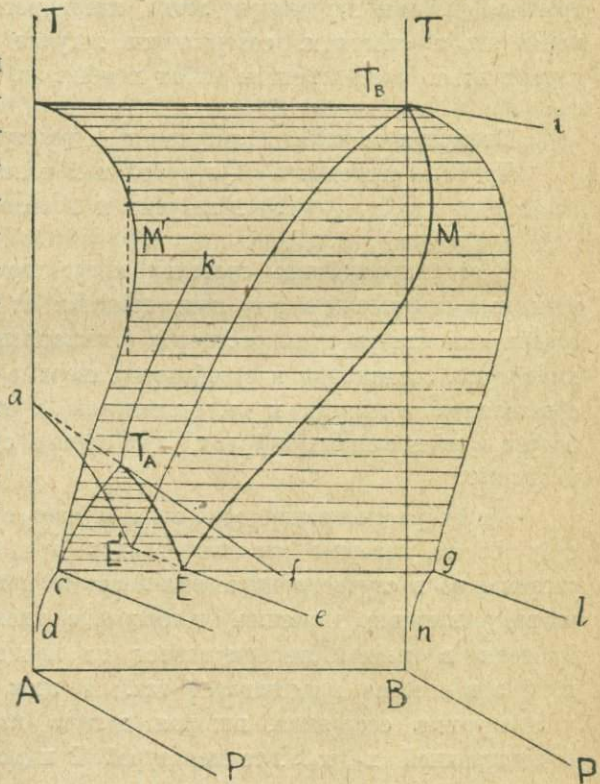


Фиг. 69.

( $m$ ), где сходятся области S, L и G, имеем одновременное существование газа, жидкости и твердого тела для нашего компонента. Граница между S и L представляет кривую изменения температуры плавления в зависимости от давления. Эта температура мало зависит от P, очевидно близка к параллельности координатной оси. После этого предварительного напоминания диаграммы PT обратимся к диаграмме системы двух компонентов. Один из них A является значительно более легкоплавким и летучим, чем другой B

#### Бинарная система с летучим компонентом.

Возьмем случай простой эвтектической схемы без образования соединений и твердых растворов. (Фиг. 70). Для летучего компонента на координатной плоскости TAP имеем тройную точку  $T_A$  (отвечающую точке  $m$  фиг. 69); в этой точке сходятся линии  $T_A f$ —граница тверд. A и жидкости и  $T_A k$ —жидкости и газа



Фиг. 70.

и  $T_{AC}$  — твердого и газа. Для компонента В вследствие его малой летучести, тройная точка почти лежит на оси координат Т, и на фиг. 70 она показана лежащей на ВТ. Эвтектическая кривая плавкости на координатной плоскости АВТ (или хТ) будет  $aE'T_B$ , эта кривая связывает величины концентрации х и температуры Т. Если построить в точках ее соответствующие давления, проводя ординаты параллельно оси Р, то получим пространственную кривую  $T_A E T_B$ . Ветвь  $T_A E$  отвечает равновесию: тверд. А + бинарн. жидкость + пар А; ветвь  $T_B M E$  равновесию тверд. В + бинарн. жидкость + пар А. Эти кривые являются линиями трех фаз, а точка Е четверной точкой бинарной системы, в которой имеет место равновесие тверд. А + тверд. В + бинарн. жидкость + пар А. Проведя через точки линий трех фаз прямые, соединяющие фазы соответственно одинаковых Т и Р, т. е. проведя прямые параллельные оси концентрации, получим цилиндрические поверхности; следы их на координатных плоскостях РТ дадут проекции пространственных кривых.

Пространственная кривая  $T_B M E$  обладает точкой максимума М, причем максимум М на кривой выражается тем резче, чем больше разница в летучести компонентов.

Если взять систему при постоянном давлении несколько ниже, чем это максимальное давление, то из диаграммы можно усмотреть, что при изменении температуры (т. е. двигаясь параллельно оси Т, см. пунктир на проекции на пл. РАТ) мы дважды перейдем через границу, отделяющую области пара и жидкости. Этот переход представляет явление кипения (обратно—ожижения). Таким образом в этом случае присутствуют две точки кипения (ожижения): первая при более низкой температуре и вторая при более высокой. Между этими предельными температурами вместе с твердым В может существовать совместно только пар, а выше и ниже вместе с твердым В существует жидкость, разного, конечно, состава в обоих случаях.

Пространственную диаграмму состояния системы изображают обычно в виде проекций на три координатные плоскости:  $T_x$ ,  $P_x$  и  $TP$ . Такие проекции изображены на фиг. 71. Здесь показаны некоторые особенности, опущенные на фиг. 70, где они могли бы слишком усложнить чертеж. Рассматривая проекции, сделаем следующие замечания.

На проекции  $T_x$  (II) мы имеем кривую плавкости  $\alpha\epsilon_1\beta$  с эвтектической точкой  $\epsilon_1$ . Каждому составу жидкости, отвечающему точкам этой кривой, отвечает состав пара, который будет богаче летучим компонентом, чем жидкость. Составу эвтектической жидкости будет отвечать фаза состава  $\epsilon_2$ . Таким образом кроме кривой состава жидкости L будем иметь кривую состава пара V, именно:  $\alpha\epsilon_2\beta$ , показанную пунктиром.

На проекции  $P_x$  (III) мы также имеем две кривых: одну для жидкости  $\beta\delta_1\gamma_1\alpha$  и другую для пара  $\beta\delta_2\gamma_2\alpha$ . Беря систему при разных давлениях, мы будем в каждом случае опять иметь состав пара, более богатый летучим

компонентом, чем жидкость. Кривые давления имеют максимум (точки  $\delta_1$  и  $\delta_2$ ) и точки перелома, отвечающие составу эвтектики.

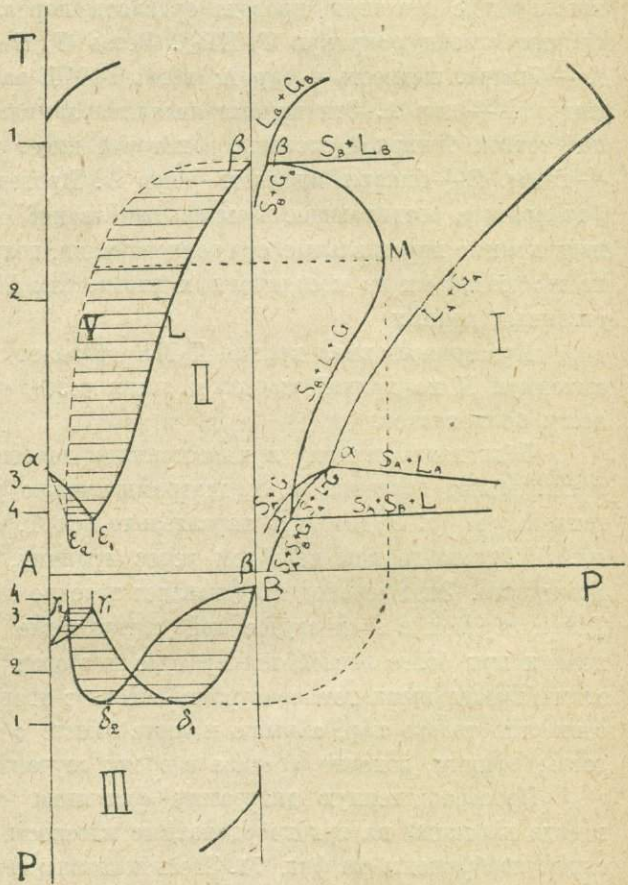
На проекции РТ (I) мы имеем точки  $\alpha$  и  $\beta$ —тройные точки компонентов А и В. Это те же точки, которые на фиг. 69 обозначены  $m$ . Трём ветвям фиг. 69 отвечают в точке  $\beta$  кривые:  $L_B + G_B$ ;  $S_B + L_B$  и  $S_B + G$ , в точке  $\alpha$ :  $L_A + G_A$ ;  $S_A + L_A$  и  $S_A + G_A$ .

Но кроме того в этих же точках,  $\beta$  и  $\alpha$ , сходятся соответственные линии  $S_B + L + G$  и  $S_A + L + G$ , соединяющие эти точки с аналогичной им точкой  $\gamma$  для эвтектики.

Кривые  $S_B + L + G$  и  $S_A + L + G$  представляют соответственно проекции пространственных кривых  $T_B M E$  и  $T_A E$  фиг. 70. Кривая  $S_B + L + G$ , так же как  $T_B M E$ , имеет максимум М, отвечающий максимуму  $\delta_1 \delta_2$  проекции Рх. Каждая из кривых проекции РТ отвечает состоянию системы, при котором существуют фазы, соответствующие тем буквам, какими обозначены эти кривые на чертеже, причем

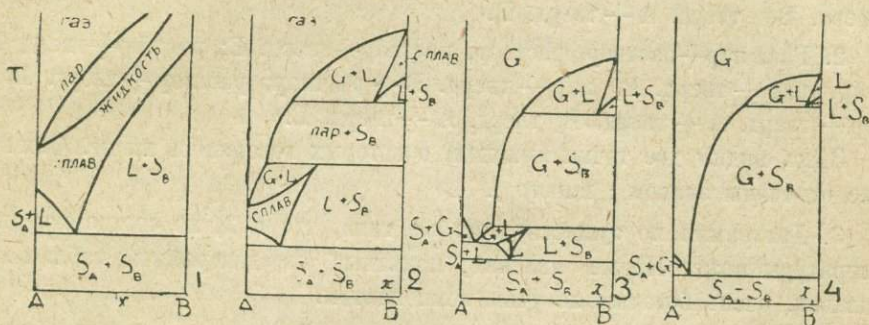
- $S_A$  обозначает твердую фазу компонента А.  
 $S_B$  » » » » В.  
 $L$  обозначает жидкую фазу.  
 $G$  » пар.

Точка  $\gamma$  есть инвариантная (т. е. без степеней свободы) четверная точка, когда одновременно существуют  $S_A$ ,  $S_B$ , жидкость  $L$  и пар  $G$  определенного состава; кривые, обозначенные тремя буквами, отвечают моновариантным системам из трех фаз: напр.,  $S_B + L + G$  отвечает состоянию системы из тверд.  $S_B$ , жидк.  $L$  и пара  $G$  и т. д.



Фиг. 71.

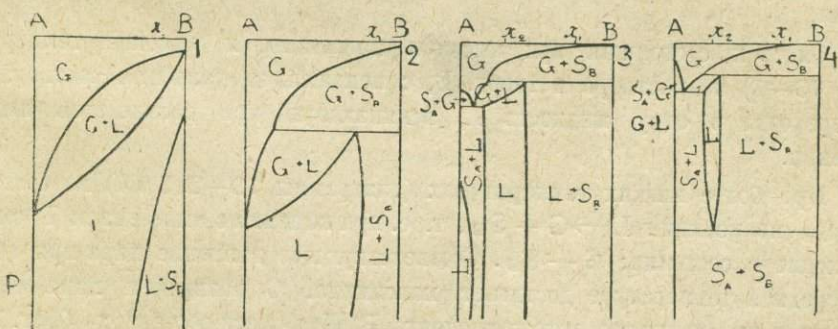
Для понимания процессов петрогенезиса важно, однако, рассмотрение не столько этих проекций кривых пространственной фигуры РТх, сколько ее сечений: 1) отвечающих определенным постоянным температурам, т. е. сечений, перпендикулярных оси Т, или 2) сечений, отвечающих определенным давлениям, т. е. перпендикулярных оси Р.



Фиг. 72.

Процесс извержения магмы связан прежде всего с падением давления, это 1) случай сечений диаграммы при постоянной Т. Процесс остывания и кристаллизации на большей или меньшей глубине—2) случай, отвечающий сечениям диаграммы при постоянном давлении Р.

В зависимости от того, где эти сечения провести, т. е. при больших



Фиг. 73.

или при малых Т (или соотв. Р), они будут изменяться. На диаграмме фиг. 71 цифрами слева помечены места четырех сечений как перпендикулярно оси Т, так и перпендикулярно оси Р. Характер этих сечений (без соблюдения строгой пропорциональности размеров фиг. 71) изображен на фиг. 72 и 73.

Из сравнения между собой отдельных разрезов, представленных на фиг. 72, видно, как последовательно меняются сечения в направлении оси Р, а из сравнения разрезов фиг. 73 видно постепенное изменение разрезов, перпендикулярных к Т. Буквы, стоящие на рисунках, означают:  $S_A$ —тверд.

компл. А,  $S_B$  — тверд. В, L — раствор (жидкость), G — парообразная фаза. Если задан раствор состава  $x$ , то в каждом случае ясно последовательное изменение состояния системы. Так, в случае фиг. 72 имеем для разных давлений соответственно сечения 1, 2 и т. д.

1. Газ, пар + раствор, раствор, раствор + тверд. В, раствор + тверд. А + + тверд. В, тверд. А + тверд. В.

2. Газ, пар + раствор, раствор, раствор + тверд. В; раствор + тверд. В + + пар, пар + тверд. В, пар + тверд. В + раствор; раствор + тверд. В, раствор + тверд. А + тверд. В, тверд. А + тверд. В.

Здесь видим две точки кипения, о которых говорилось выше. Они в перечне отмечены знаком ; вместо ,.

3. Диаграмма по существу того же типа, что и 2, но соответственно ее температуры ниже. Новые явления, понятные из диаграммы, наблюдаются в сплавах, очень богатых летучим компонентом.

4. Низкое давление, насыщенный раствор L только в очень богатых компонентом В смесях встречается без парообразной фазы. После комбинации: расплав +  $S_B$  + пар, следует широкая область температур, при которых происходит рост твердого В из газовой среды (область G +  $S_B$ ) и, наконец,  $S_A$  +  $S_B$ .

Разрезы при постоянных температурах (фиг. 73) дают возможность проследить ход изотермического явления в зависимости от падения давления.

Смесь  $x$ , состоящая при высоких давлениях и высокой температуре (фиг. 73—1) из раствора и тверд. В, с понижением давления растворяет В и переходит в одну жидкость L, вскипающую при дальнейшем падении давления.

При более низких температурах (диаграммы 73—2, 3 и 4) из состояния L +  $S_B$  по реакции  $L \rightarrow G + S_B$ , т. е. при кипении с выделением В, система переходит в состояние G +  $S_B$ . Соответствующее давление пара при некоторой средней температуре достигает максимума. С развитием пара связано усиленное выделение твердого компонента В. Для смеси состава  $x_2$  (фиг. 73—3 и 4) характерно образование насыщенных растворов L.

*Случай, когда летучий компонент образует соединение с нелетучим.*

Рассматривая кривые плавкости «сухих» систем (т. е. без летучих компонентов) мы видели, каким образом образование соединения компонентов вносит усложнение в диаграмму плавкости. В простейшем, например, случае эвтектики бинарной системы получается (фиг. 17 слева, стр. 77) как бы сдвоенная эвтектическая диаграмма из компонентов 1) А и С и 2) В и С. В случае скрытого максимума (фиг. 17 справа) явление более сложное.

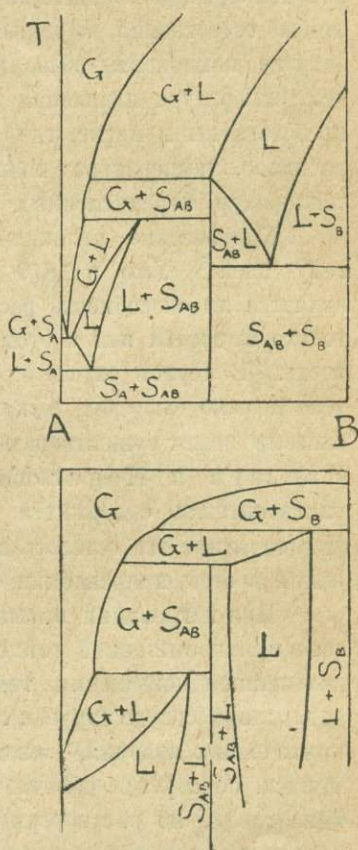
Аналогичные осложнения в диаграмме плавкости получаются, разумеется, и в том случае, когда мы имеем в числе компонентов летучее вещество, образующее соединение с другими. Рассматривать подробно этот случай мы не будем, отметим только некоторые особенности (фиг. 74).

Понятно, что если бы соединение  $A_m B_n$ , не диссоциируя, существовало и в парообразном состоянии, то наша система распалась бы на две системы: 1)  $A$  и  $A_m B_n$  и 2)  $A_m B_n$  и  $B$ , и диаграмма состояния представила бы сдвоенную диаграмму уже рассмотренного типа совершенно подобно тому, как такая сдвоенная диаграмма плавкости получается в этих случаях в бинарной системе, рассмотренной на стр. 76—78. В этом случае на диаграмме  $PT$  для каждого тела  $A$ ,  $B$  и соединения  $A_m B_n$  имела бы своя тройная точка со всеми ее особенностями. Но такой случай, повидимому, имеет малое значение для петрогенезиса.

Для системы с сильным различием летучести отдельных компонентов, как мы имеем в природных системах, характерно, что не существует пара, имеющего состав соединения, который с этим соединением мог бы находиться в равновесии. Состав пара в этом случае значительно богаче твердого тела летучими компонентами. В гидратных соединениях, например, в равновесии находится соединение и пар, состав которого практически отвечает почти чистой воде. Соответственно этому диаграммы состояния изменяются, уже не представляя простого составления (сдвоения) диаграмм рассмотренного типа.

Мы не будем останавливаться подробно на этих диаграммах. Для нашей цели—дать общее представление о них,—достаточно привести диаграмму  $T_x$  (при постоянном давлении), и  $P_x$  (при постоянной температуре) для такой бинарной системы (фиг. 74). Обозначения прежние,  $S_{AB}$  означает твердое соединение  $A_m B_n$ .

При этом диаграммы отвечают случаям, когда соединение  $A_m B_n$  обладает конгруэнтной точкой плавления (с открытым максимумом, стр. 76—78). Само собой понятно, что  $A_m B_n$  может обладать и инконгруэнтной точкой, и диаграммы соответственно изменят свой вид. Останавливаться на этом мы не будем. Не будем также останавливаться на случае, когда компоненты  $A$  и  $B$  образуют твердые растворы.



Фиг. 74.

*Системы, где в насыщенных растворах происходят критические явления.*

Хотя в рассмотренных до сих пор системах, различие в летучести обоих компонентов принято весьма значительным, однако оно не настолько велико, чтобы критические явления происходили в области выделения твердой фазы. Критическая температура более летучего компонента все таки выше, чем температура плавления трудно летучего. Этот случай разобран здесь, чтобы естественно перейти от системы этого типа сплавов к таким, где летучие компоненты обладают критической температурой значительно ниже, чем температура плавления трудно летучих. Именно эти последние системы представлены в магме, где  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}_2$  содержатся в силикатовом расплаве, температура плавления которого значительно выше критических температур перечисленных соединений.

Критические явления наблюдал Cagniard de la Tour еще сто лет тому назад. Уже в 1879 году Hannay и Hogarth поставили вопрос, является ли способность растворять твердые тела особенностью, свойственной только жидкости или в этом отношении существует совершенная непрерывность. В первом случае при достижении критической температуры твердое тело должно было бы выкристаллизоваться. Во втором случае гомогенная система может существовать и выше критической температуры. Исследования Hannay'a и Hogarth'a доказали, что ряд твердых тел в различных растворителях содержится в растворе и выше критической температуры. Исследование это осталось мало замеченным. Мало было и других исследований в этом направлении благодаря техническим трудностям опыта.

При нагревании насыщенного раствора соли в легко летучем растворителе при повышенной температуре раствор делается не насыщенным. При дальнейшем повышении температуры и при соответственно повышающемся давлении в сосуде (трубке), где заключен раствор, мы достигаем температуры критических явлений,—жидкость превратится вся в газ; сначала исчезнет мениск, образуется облачко паров, исчезнет и оно; вся трубка будет наполнена газом, но растворенное тело не выпадет при этом. Если раствор был окрашен (например, безводный раствор  $\text{CoCl}_2$  в этиловом спирте, имеющий голубую окраску), то так же окрашенным остается и газовый раствор.

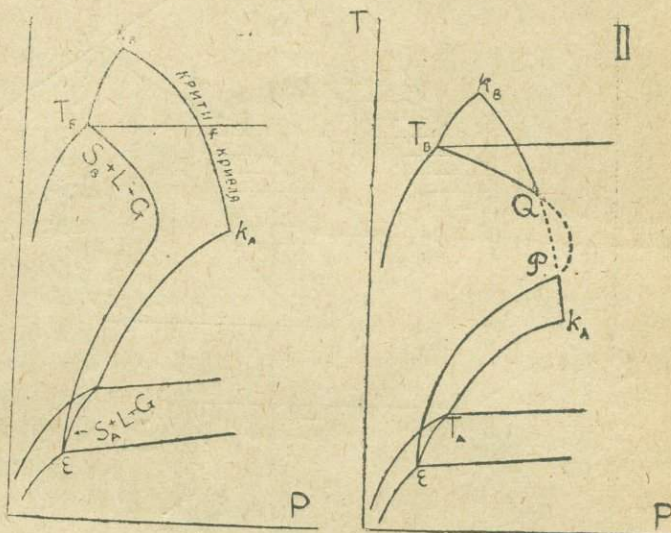
Температура критических явлений в таком растворе выше, чем критическая температура чистого растворителя. Критическая точка, таким образом, при прибавлении растворяемого вещества повышается (аналогично точке кипения). Из исследований Centnerschwer'a (1903 г.) следует, что это повышение управляется законом Рауля. Если  $\Delta t$ —повышение температуры,  $S$ —количество введенного в раствор твердого вещества в  $L$  граммов растворителя,  $M$ —молекулярный вес растворяемого вещества и  $K$ —некоторый постоянный коэффициент, то

$$\Delta t = K \frac{S}{ML};$$

эта формула справедлива для разбавленных ненасыщенных растворов.

Если обратиться к диаграмме состояний бинарной системы на проекции  $PT$ , то на ней можно провести критическую кривую, связывающую критические температуры и давления. В случаях, уже рассмотренных, эта кривая лежит выше кривой насыщения  $S_B + L + G$  (фиг. 75—I). Если критические явления происходят в насыщенных растворах, мы имеем пересечение критической кривой и кривой  $S_B + L + G$  (фиг. 75—II).

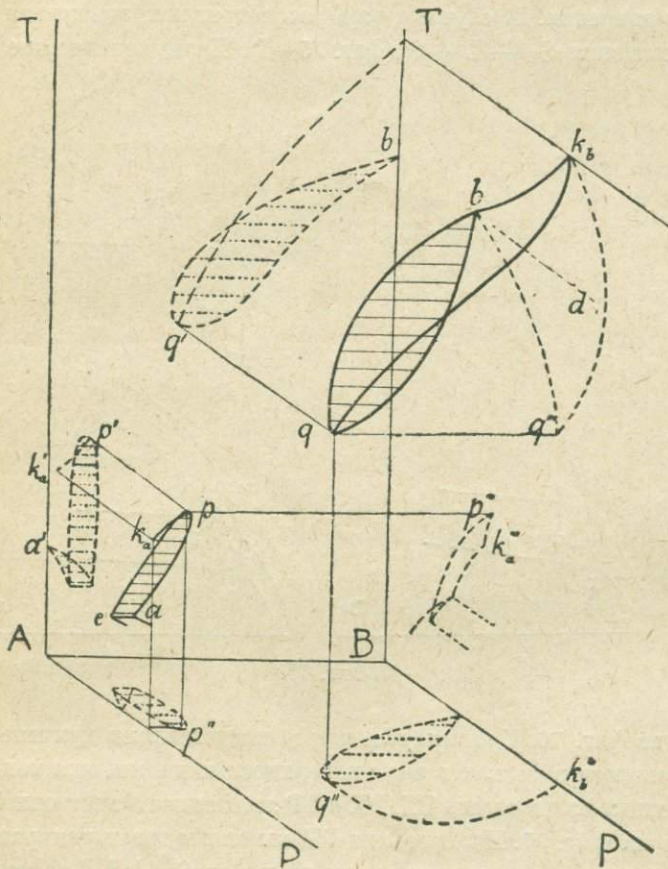
Точки  $Q$  и  $P$  — точки пересечения этих двух кривых — определяют разрыв кривой насыщения  $S_B + L + G$  и представляют проекции критических точек, в которых жидкая и парообразная фазы идентичны.



Фиг. 75.

Пространственная  $TRX$  диаграмма в перспективном изображении представлена на фиг. 76. Кривые  $pk_a$  и  $qk_b$  представляют критическую кривую, пересекающуюся в точках  $p$  и  $q$  с поверхностью насыщения компонентом  $B$ . В виде проекций на плоскости  $TX$ ,  $PX$  и  $TP$  линии пространственной диаграммы изображены на фиг. 77. На проекции  $PT$  мы видим две точки разрыва  $P$  и  $Q$ , лежащие одновременно как на линии трех фаз  $S_B + L + G$ , так и на критической кривой  $L-G$ . Они являются таким образом критическими точками насыщенного раствора. Между  $Q$  и  $P$  происходят в таком растворе критические явления. Две фазы  $L$  и  $G$  в этой области не могут существовать совместно. Получается молекулярный раствор соответствующего состава, обладающий особыми свойствами и получивший название флюидного раствора (или флюида). Это растворы с малым внутренним трением, весьма подвижные. Они, как видим, всегда образуются в системах, содержащих летучие компоненты, при подходящих условиях давления и температуры. На  $PX$  и  $TX$  можно видеть соотношения между составом раствора (концентрацией) и физическими условиями.

Диаграммы фиг. 76 и 77 представляют разумеется лишь схему для простейшего случая. Отметим, что концентрации, отвечающие точкам  $P$  и  $Q$ , близки между собой. В точках  $P$  и  $Q$  пар и раствор непрерывно переходят один в другой, непрерывно ветвь диаграммы, отвечающая составу пара, переходит в ветвь жидкости, и в упомянутых точках они имеют общую горизонтальную касательную.



Фиг. 76.

Обратимся теперь к сечениям диаграммы, отвечающим определенным температурам и давлениям. Положение этих сечений, как и раньше, отмечено на диаграмме ТРХ (фиг. 77) цифрами 1—5.

Фиг. 78 представляет сечения пространственной диаграммы ТРХ перпендикулярно оси  $P$ , т. е. при постоянных давлениях.

Мы видим в этих сечениях много общего с тем, что уже было рассмотрено в случае бинарной системы с летучим компонентом, но без критических явлений. Но-

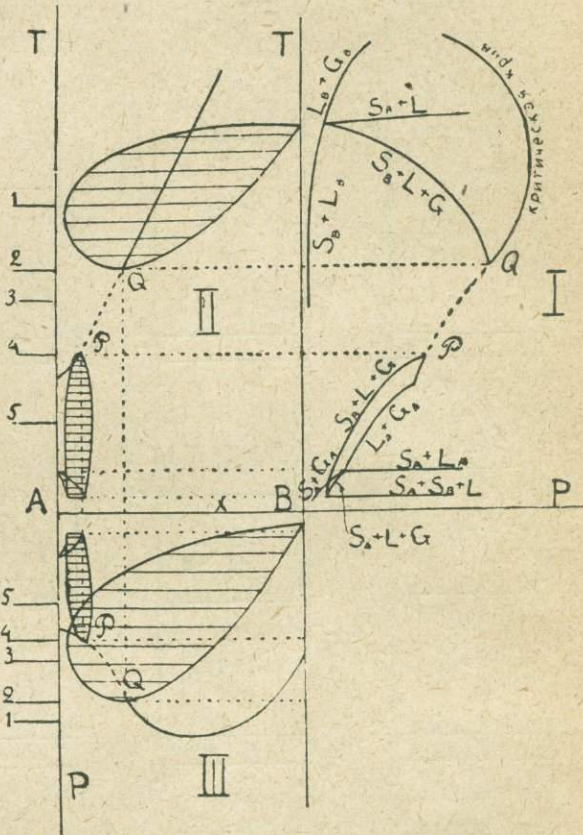
вое мы встречаем лишь в области между критическими точками  $P$  и  $Q$ . Сравнивая сечения рассматриваемой диаграммы с сечениями упомянутой диаграммы для случая без критических явлений в насыщенных растворах (фиг. 72), мы легко можем сопоставить аналогичные области состояний системы и заметить разницу в диаграммах. При высоких давлениях мы имеем обособленную область (фиг. 78 — 1)  $G+L$  с критическими точками  $k_1$  и  $k_2$ , она выделяется в области флюидного состояния вещества. Из такого же флюидного раствора при достаточном понижении температуры выкристал-

лизываается твердое В ( $F+S_B$ ). Когда давление равно давлению, отвечающему критической точке  $Q$ , мы получаем соотношения диаграммы 78—2: области  $G+L$  и  $F+S_B$  соприкасаются в точке  $Q$ , и в дальнейшем обособляется область  $L+S_B$  с составом раствора, богатым В (фиг. 78—3). Кривая, отделяющая область  $F$  от  $F+S_B$ , по большей части обнаруживает изгиб, обуславливающий некоторое временное повышение растворимости  $S_B$  с падением температуры. Этот изгиб нетрудно объяснить из расположения диаграммы  $PX$  фиг. (фиг. 77).

При еще более низком давлении  $P$ , равном критическому давлению, диаграмма принимает вид фиг. 78—4, после чего обособляется область второго раствора  $L$ , богатого летучим компонентом, и в дальнейшем, как видно из тождества фиг. 78—5 и 72—2, явление протекает так же, как рассмотрено было выше для случая без критических явлений в насыщенном растворе. На фиг. 78—1<sup>a</sup> представлено видоизменение фиг. 78—1, в случае, если область  $G+L$  заходит частью за границу  $F$  и  $F+S_B$ . Сущность этого видоизменения понятна без дальнейших пояснений.

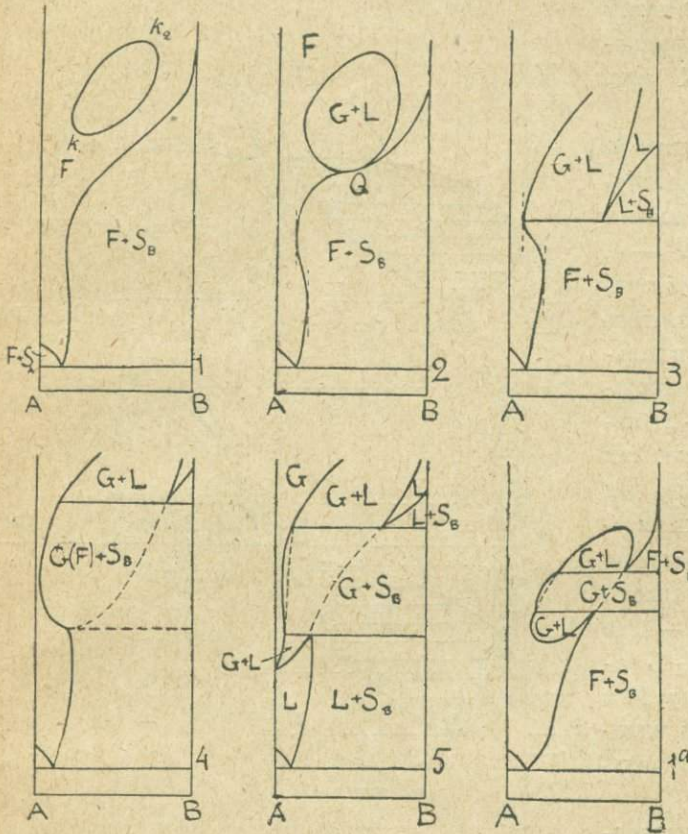
Сечения пространственной диаграммы рассматриваемой бинарной системы, проведенные перпендикулярно оси  $T$ , представлены на фиг. 79. Случаи 1 и 5 аналогичны рассмотренным выше (фиг. 73, 2 и 3). Для промежуточных между двумя критическими значениями температур фиг. 79—2 по 4, диаграмма распадается лишь на два поля—ненасыщенного флюидного раствора и совместно существующих раствора и твердого  $S_B$ . Характерно и здесь S-образное изгибание пограничной линии.

Сопоставляя только что рассмотренную бинарную систему, обладающую разрывом линии трех фаз, вследствие пересечения ее с критической кривой, с ранее рассмотренной системой без такого пересечения и разрыва, мы за-



Фиг. 77.

мечаем существенное сходство. Общий характер диаграмм сходен в обоих случаях. Самое существенное различие в том, что при критических явлениях, имеющих место в насыщенных растворах, существует область температур, в которой ни при каких обстоятельствах, ни при каком давлении не могут существовать совместно раствор и пар. Образуется флюидная фаза, обладающая при высоких давлениях свойствами, приближающимися ее к жидкости,



Фиг. 78.

а при низких—к газу, и проявляющимися при промежуточных условиях в непрерывном ряде переходных (флюидных) свойств. Эти растворы гораздо более подвижные, чем магматический раствор богатый В, обладают теми свойствами, которые наблюдения заставляют нас приписывать многим пегматитовым магмам.

Рассматривая застывание магматической системы, состоящей из силиката В и минерализатора А, мы можем различать три области температур:

1. Выделение из расплавленного раствора (область  $L+S_b$ ); это область магматического расплава.

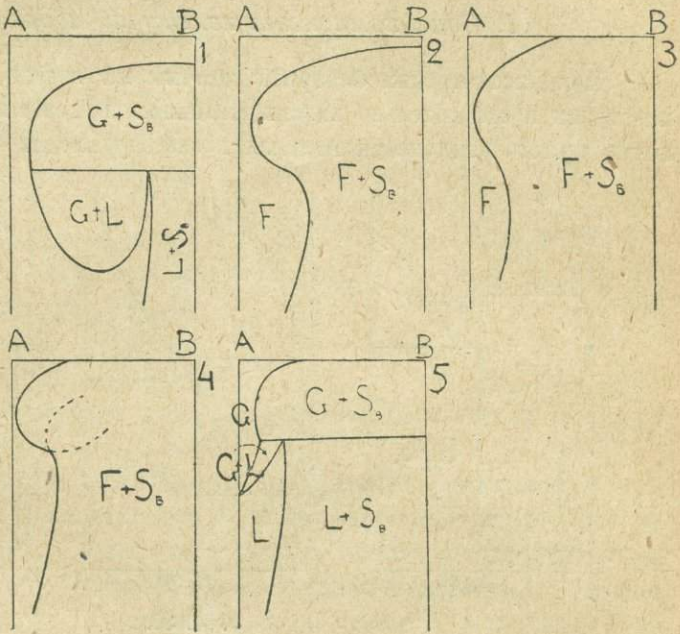
2. Выделение при средних температурах из флюидного (жидко-флюидного или газообразно-флюидного) раствора — область пегматитово-пневматолитического застывания.

3. Область, где при температуре ниже критической температуры минерализатора (например,  $H_2O$ ) образуются жидкие растворы, где растворителем служит минерализатор. В природе таковым является, главным образом, вода, и потому мы можем говорить об области гидротермального выделения.

Рассматривая магматическую систему в зависимости от изменения давления, можно также различить три или четыре главные области. При весьма

высоких давлениях, выходящих за пределы линии трех фаз на диаграмме РТ, во всем ходе застывания не образуется второй молекулярно-подвижной фазы, и наступает непрерывный переход от магматической через пневматолитическую к гидротермальной фазе.

При внешнем давлении, заключающемся в пределах давлений обоих критических пунктов, но при достаточно высоких температурах, имеет место равновесие трех фаз. Остаточная после исчезновения жидкой фазы, газообразная фаза непрерывно переходит через флюидную в водный раствор. Если давление ниже давления первой критической точки Р, то мы встречаемся с первой и второй точкой кипения. При совсем низких давлениях газовая фаза состоит почти из одного летучего компонента, а жидкая содержит только ничтожное количество этого компонента.



Фиг. 79.

*Случай, когда летучий компонент образует соединение с нелетучим.*

Мы не будем подробно останавливаться на этом случае, ограничившись лишь тем, что приведем диаграммы (фиг. 80), представляющие сечения пространственной диаграммы при трех различных значениях давления.

При низких давлениях (немного выше тройной точки труднолетучего; правая диаграмма фиг. 80) и при низкой температуре существуют совместно в твердом виде соединение  $S_{AB}$  и нелетучий компонент  $S_B$ , или соединение и газ  $G$ , состава близкого к  $A$ . При определенной температуре происходит диссоциация  $S_{AB}$  на газ  $G$  и составную часть  $S_B$ , а при более высокой температуре плавление  $S_B$ . При высоком же давлении диссоциация может наступить после расплавления соединения  $S_{AB}$ ; в этом случае возможно одновременное существование соединения  $S_{AB}$  с расплавом ( $L$ ). Подробности видны при рассмотрении диаграммы.

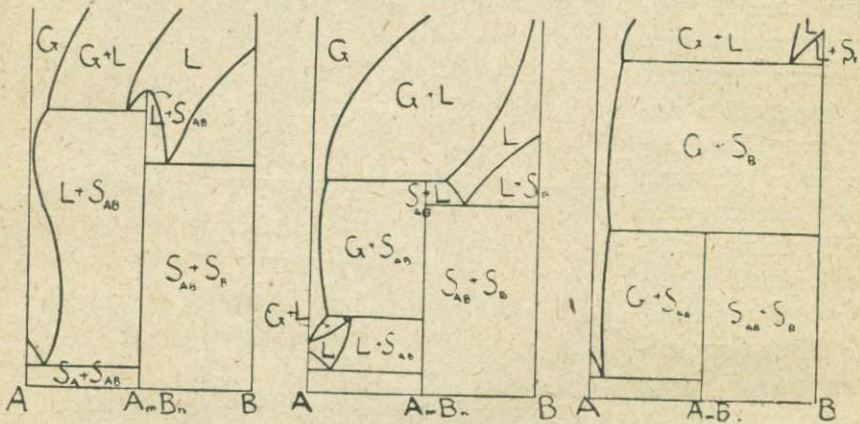
### Тройная система с летучими компонентами.

Мы рассмотрим только два простейших случая.

1. Система из одного трудно летучего (нелетучего) компонента и двух легко летучих.
2. Система из двух трудно летучих и одного легко летучего.

#### 1. Один компонент нелетучий и два летучих.

При рассмотрении бинарной системы мы видели, что при высоких температурах и относительно низких давлениях, выделяющийся пар имеет состав почти чистого компонента А. Если в систему входят несколько летучих ком-



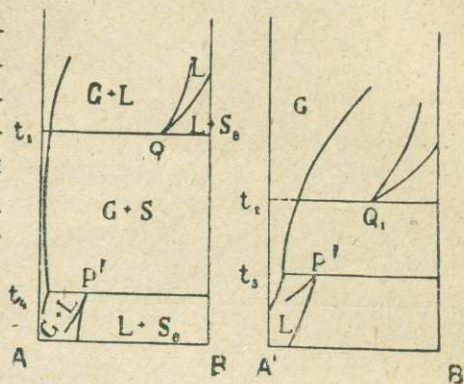
Фиг. 80.

понентов, то явление делается сложнее. Хотя здесь выделяющийся пар образует одну фазу, однако состав этой фазы является не постоянным, а переменным. Происходит процесс дистилляции. Состав пара зависит от состава соответствующей жидкости и непрерывно меняется во время испарения. Остающаяся по выделении газов жидкость является «остатком» от дистилляции, а вся сумма выделившихся веществ представляет «дистиллят».

В течение процесса изменяются и тот, и другой. Сам процесс дистилляции можно рассматривать, как и в бинарной системе, или при постоянном давлении (изобарическая дистилляция), или при постоянной температуре (изотермическая дистилляция).

Тот процесс магматической дистилляции, с которым мы встречаемся в природе, существенно отличается от того, что происходит при дистилляции в наших лабораториях. В лаборатории дистиллируют жидкость при постоянном притоке тепла, в магматических системах дистилляция происходит при потере тепла, главным образом, при кристаллизации. Поэтому не следует смешивать эти понятия. Когда кристаллизуется раствор, то жидкость обогащается

летучим компонентом, и давление пара последнего возрастает; если это давление делается больше, чем давление окружающей среды, то жидкость закипает. Выделяется пар состава, близкого к составу чистого летучего компонента. Таким образом, при кристаллизации выделяется пар подобно тому, как при нагревании (кипении). Это мы уже видели при рассмотрении бинарной системы. Чтобы перейти теперь к тройной системе из летучих А, А' и не летучего В, вспомним изобарические диаграммы бинарных систем А + В и А' + В. Они представлены на фиг. 81. В каждой из них видим две точки кипения Р, Q и Р', Q'.



Фиг. 81.

Обратимся теперь к треугольнику концентраций системы А'АВ (фиг. 82), также предполагая, что система находится при постоянном давлении. Проекция точек Р, Q и Р', Q' получатся на сторонах треугольника АВ и А'В в соответственных точках  $q (=t_1)$ ,  $p (=t_4)$ ,  $p' (=t_3)$  и  $q' (=t_2)$ .

Точки  $t_1$  и  $t_2$  являются конечными точками кривой, выражающей концентрацию насыщенного компонентом В тройного раствора, кипящего при постоянном давлении. Каждой точке этой кривой отвечает определенная температура  $t$ , причем в наиболее простом случае  $t_1 > t > t_2$ .

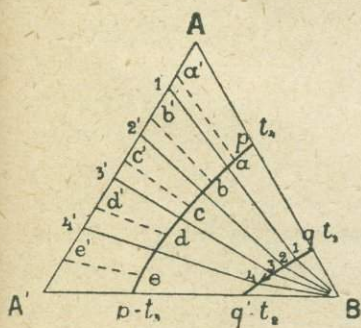
Состав пара, соответствующего какой-либо из концентраций раствора, изображается точкой этой кривой, почти лежащей на стороне треугольника АА'. Точке состава раствора 1 соответствует пар 1', составу 2—пар 2', составу 3—пар 3' и т. д.

Подобно этому и для кривой  $t_3t_4$ , изображающей концентрации, отвечающие второй, более низкой точке кипения термального раствора,

имеем соответствие ее точек с соответствующими точками состава пара.  $a$  отвечает  $a'$ ,  $b—b'$ ;  $c—c'$  и т. д. Рассмотрим ход дистилляции (фиг. 83).

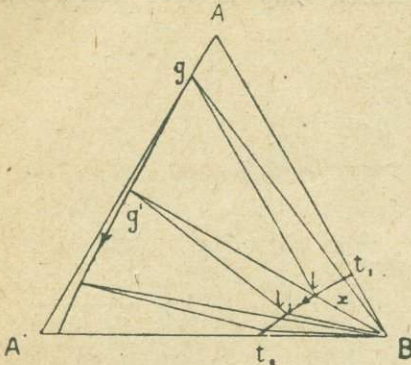
Пусть начальный состав жидкости  $x$ . При ее охлаждении начинает выделяться компонент В, и состав жидкости изменяется по направлению  $xl$  до точки  $l$ . Этой точке отвечает состав пара  $g$ .

Мы получаем треугольник фаз  $Blg$ . В дальнейшем, при охлаждении состав жидкости меняется по кривой  $t_1t_2$  в направлении, указанном стрелкой, и в то же время соответственно состав пара меняется по кривой  $t'_1t'_2$ , почти



Фиг. 82.

совпадающей со стороной треугольника  $AA'$ . Вершины треугольника фаз  $l$  и  $g$  перемещаются по этим кривым, а вершина  $B$  остается постоянной. Точка  $x$ , естественно, все время должна находиться внутри треугольника



Фиг. 83.

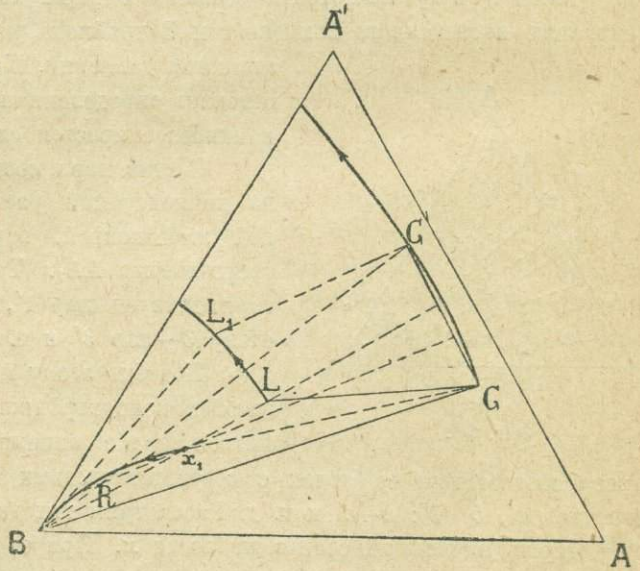
фаз. Когда  $x$  попадет, наконец, на сторону его  $Bg'$  и жидкость достигнет состава  $l_1$ , она будет вся израсходована, и система будет представлять твердое  $B + \text{газ } g'$ . Дальнейшее охлаждение и выделение  $B$  приведет систему к появлению жидкости состава, изображающегося точкой на кривой  $t_3t_4$  (фиг. 82). Это будет ожидение пневматолитических газов.

Как мы видим, при выделении газа, меняющего свой состав от  $g$  к  $g'$ , отношение  $A:A'$  в нем уменьшается.

Мы предполагали до сих пор, что выделяющийся при кристаллизации  $B$  газ не удаляется, входя в состав системы. Диаграмма несколько изменяется в случае, когда газ удаляется (фиг. 84).

Пусть первоначальный состав смеси представляется точкой  $x_1$ . В начале кристаллизационной дестилляции система состоит из  $B$  и жидкости состава  $L$ ; начинает выделяться газ состава  $G$ . Кривые  $GG'$  и  $LL_1$  отвечают кривым  $gg'$  и  $ll_1$  предыдущего чертежа (фиг. 83).

Итак, в начале процесса дестилляции треугольник фаз будет  $BLG$ . Если газ  $G$  удаляется, то состав системы изменяется в направлении обратном направлению  $x_1G$ , именно так, как указано стрелкой. Вместе с тем изменяется и состав жидкой фазы. Когда, например, последняя имеет состав  $L_1$ , то одновременно с ней может существовать газовая фаза  $G'$ . При выделении  $G'$  состав остатка  $R$ , который получился из  $x_1$ , благодаря удалению летучих компонентов,



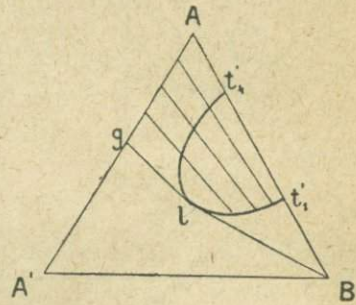
Фиг. 84.

меняется в направлении, обратном  $RG'$ . Так как процесс выделения газа идет непрерывно, то непрерывно меняется состав остатка по кривой  $x_1RB$ . Если бы собрать все дистиллаты этой фракционной дистилляции, то их общий состав был бы представлен некоторой точкой  $D_1$ , лежащей, естественно, внутри сегмента  $GG'$ . Общий остаток в этот момент получим на продолжении  $D_1x_1$  в точке  $R$ , где, как мы видели, прямая  $G'R$  касается кривой остатка  $x_1RB$ . Общий конечный дистиллат  $D_3$  должен лежать на прямой  $Bx_1$ , если в конце процесса останется только твердое  $B$  <sup>1)</sup>.

Таким образом, при рассматриваемом процессе непрерывно изменяются как состав жидкости и газа, так и общие составы остатка и дистиллята. Мы можем на диаграмме различать кривые: состава жидкости  $L-L_1$ , состава пара  $G-G'$ , состава дистиллята  $GD_1D_3$ , состава общего остатка  $x_1RB$ .

Выделение летучего из расплава происходит, когда внешнее давление менее, чем упругость пара насыщенного раствора. Если внешнее давление больше последнего, то летучие компоненты при кристаллизации не выделяются.

В рассматриваемой системе с двумя летучими может случиться, что внешнее давление таково, что один летучий компонент выделяется, а другой удерживается этим давлением в расплаве, т.-е. для пары  $AB$  имеет место диаграмма (фиг. 72—2), а для пары  $A'B$ —диаграмма типа (фиг. 72-1) (стр. 157). На стороне  $AB$  треугольника концентрации  $AA'B$  мы имеем две точки  $t'_1$  и  $t'_4$ , отвечающие двум точкам кипения. От этих точек идут кривые концентрации, отвечающие точкам кипения: магматических и гидротермальных растворов (фиг. 85). Для пары компонентов  $A'$  и  $B$  мы не имеем явлений вскипаний, и поэтому на стороне треугольника  $A'B$  мы не имеем точек, отвечающих  $t'_2$  и  $t'_3$  фиг. 81. Кривые  $t'_4l$  и  $t'_1l$  смыкаются в точке  $l$ , не доходя до стороны  $A'B$ ; точка  $l$  является критической точкой. Смеси с относительной концентрацией летучих  $A':A$  более высокой, чем отвечающая точке  $l$  при данном давлении, вообще не вскипают. В случаях, как рассмотренные выше, давление пара выделяющегося из магмы непрерывно изменяется в одну сторону с изменением концентрации  $A:A'$ . Но могут быть случаи, когда тройная система  $A_1A'$  и  $B$  обладает минимальным или максимальным давлением пара для некоторой средней концентрации  $A:A'$ . Понятно, что дистилляция происходит в сторону уменьшения давления пара. Положение минимального давления всегда предопределяет направление этого процесса.



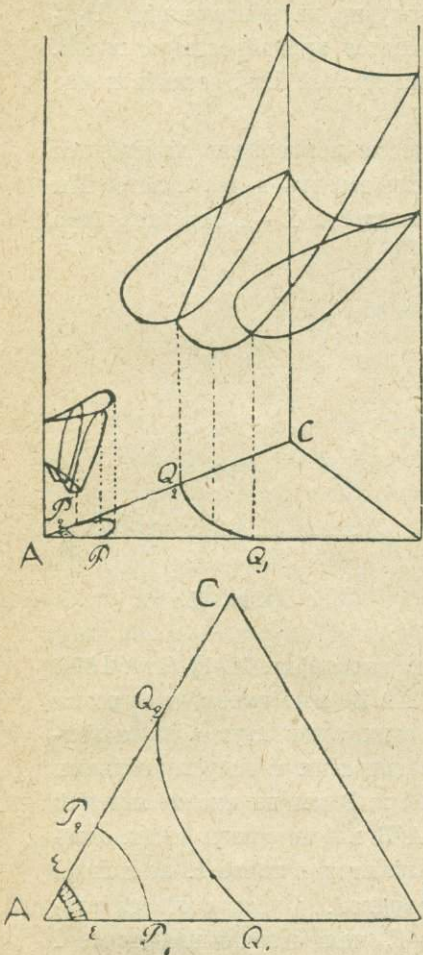
Фиг. 85.

<sup>1)</sup> Точки  $D_1$  и  $D_3$  на фиг. 84 не обозначены.

## 2. Два нелетучих компонента и один летучий.

Мы ограничимся случаем, когда компоненты не образуют соединений. В этом случае нелетучие компоненты или могут образовать ряд твердых растворов, или они не способны смешиваться в кристаллическом состоянии и дают эвтектическую схему кристаллизации. Наконец, может быть ограниченная смесимость их. Твердые растворы, как мы знаем, могут обладать разными кривыми плавкости (5 типов Розебума). Мы не будем касаться всех этих случаев, ограничившись лишь тремя примерами, имеющими значение для объяснения особенностей кристаллизации наиболее распространенных пегматитов.

А. нелетучие компоненты образуют ряд твердых растворов с минимумом на кривой плавкости.



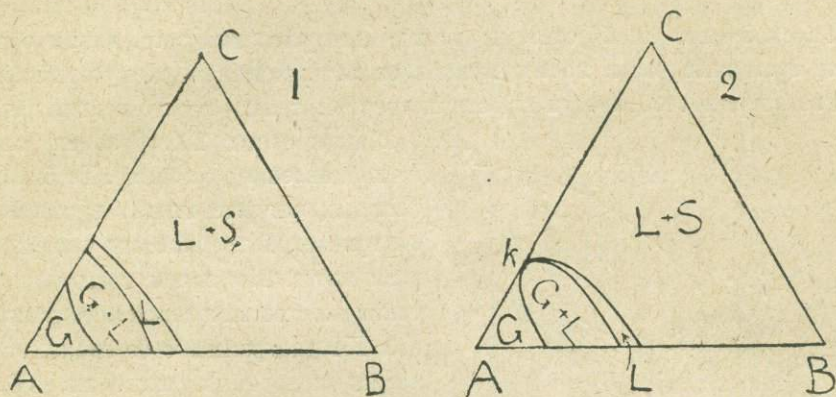
Фиг. 86.

На фиг. 86 представлена в перспективном изображении диаграмма ТХ для этого случая. Она почти не требует пояснений. Область  $P_1Q_1P_2Q_2$  представляет область разрыва, область существования флюидной фазы. Кривая  $Q_1Q_2$  обладает минимумом температур. Она дает состав жидкой магматической фазы при точке пневматолитового вскипания. При охлаждении и кристаллизации состав этой жидкости изменяется в направлении, указанном стрелками, также стремясь к минимуму. Из сплава выделяется по достижении поверхности трех фаз твердый раствор с несколько более высоким отношением В:А, чем во взятом растворе. Состав жидкости, выделяя этот твердый раствор, меняется, следуя по поверхности трех фаз к критической линии  $Q_1Q_2$ . По достижении ее происходит образование пневматолитового раствора, причем продолжает выделяться твердый раствор, а жидкость исчезает. По достижении границы  $P_1P_2$ , происходит ожидение пневматолитового раствора. В нашем случае кривая  $P_1P_2$  обладает максимумом. Точки  $\epsilon$  и  $\epsilon'$  отвечают эвтектикам.

Для того, чтобы яснее была диаграмма ТХ, рассмотрим еще ее сечения плоскостями, параллельными основанию, т.е. рассмотрим изотермические диа-

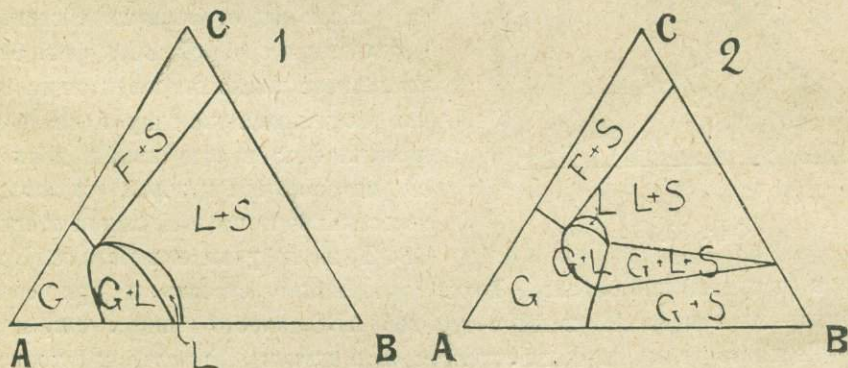
граммы состояний (при заданном давлении  $P$  и произвольно избираемых температурах  $T_1$ ,  $T_2$  и т. д.).

При достаточно высокой температуре диаграмма имеет вид фиг. 87—1. Мы различаем области: раствора + смешанные кристаллы ( $L+S$ ), ра-



Фиг. 87.

створа ( $L$ ), раствор + газ ( $G+L$ ) и газ  $G$ . Если мы будем брать сечения ТХ диаграммы при низших температурах, то граница между  $L$  и  $L+S$ , сдвигаясь влево, догонит границу между  $G+L$  и  $L$ . Пусть это наступит раньше



Фиг. 88.

для компонента  $C$ , т.е. на грани  $AC$ . При этой температуре диаграмма будет иметь вид фиг. 87—2. Точка  $k$  будет отвечать реакции  $L \rightarrow S+G$ . При еще более низких температурах мы вступаем в область флюидных растворов газа и труднолетучего компонента, богатого содержанием  $C$ —область  $F+S$  на фиг. 88. Если температура еще ниже, то и для смесей, богатых компонентом  $B$ , наступают те же явления, как для систем, богатых компонентом  $C$ . Когда в системе  $A+B$  при данных  $P$  и  $T$  тройной насыщенный

жидкий раствор совместно с паром невозможен, получается диаграмма 88—2, где обособляется треугольник с фазами  $G + L + S$ .

В. НЕЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ ОБРАЗУЮТ ЭВТЕКТИКУ.

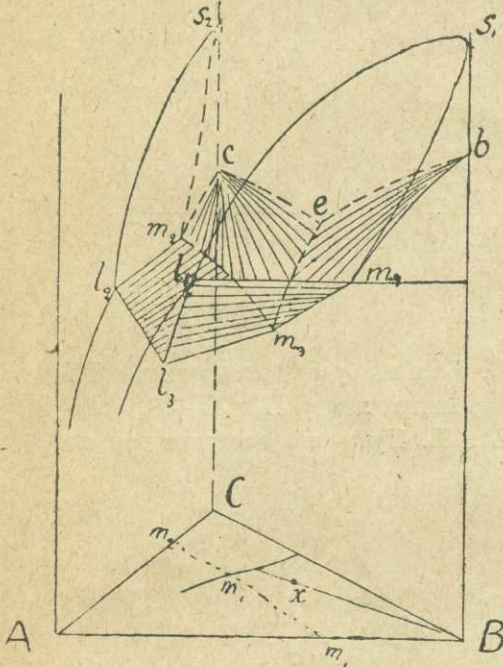
Рассмотрение этой системы важно для уяснения того, каким образом летучие составные части магмы влияют на эвтектическую схему кристаллизации. Рассмотрим особенности пространственной температурно-концентрационной

диаграммы ТХ. Возьмем случай, когда давление постоянно. Те бинарные системы, которые входят в состав рассматриваемой тройной, мы уже рассмотрели выше. Мы знаем поэтому пересечения плоскостей и линий пространственной ТХ диаграммы с ее гранями, отвечающими двойным системам АВ, АС и ВС (фиг. 89). На грани ВС мы видим кривую кристаллизации по типу с эвтектикой. На гранях АВ и ВС указанные пересечения дают диаграммы типа изображенного выше на фиг. 72—3 и 78—5 и т. п.

Если мы от бинарной системы ВС переходим к тройной ВСА, фиг. 89, то увеличивая число компонентов на один, мы увеличиваем на одну и число возможных фаз; вместо линии двух фаз  $eb$  мы получим поверхность  $ebm_1m_3$ , пересекающую по этой линии плоскость СВ. То же получим и вместо  $se$ . Вместо

точки  $e$  получим линии  $et_3$ . То же самое можно сказать и при сравнении бинарных систем АВ и АС с тройной АВС, вместо кривых  $st_1$  и  $bt_2$  мы будем иметь те же поверхности  $ebm_3m_1$  и  $est_2m_3$ . Критической точке  $m_1$  будет отвечать кривая  $m_1m_3$ , точке  $m_2$  кривая  $m_2m_3$ . Наконец, получим критическую точку  $m_3$ , где сходятся  $et_3$ ,  $m_1m_3$  и  $m_2m_3$ .

При температуре ниже той, которая отвечает точке  $m_3$ , мы вступаем в область флюидных пневматолитических растворов. Она таким образом ограничивает собой область магматическую и пневматолитическую. Подобно этой точке имеется вторая критическая точка  $p_3$ , отделяющая области пневматолита и термальных растворов. Этой области более низких температур мы совсем касаться не будем. В общем случае давление при разных температурах может быть различным. Наша диаграмма (фиг. 89) является лишь частным случаем.



Фиг. 89.

Рассмотрим теперь явление застывания при постоянном давлении.

Итак, мы видели на тройной диаграмме, фиг. 89, следующие кривые. Кривые  $bm_1$  и  $cm_2$ —кривые жидкости;  $s_1bm_1$  и  $s_2cm_2$ —область жидкой фазы;  $m_1s_1l_1$  и  $m_2s_2l_2$ —область жидкости + пар;  $l_1m_1$  и  $l_2m_2$  отвечают температурам критических явлений для бинарных систем АВ и АС, входящих в состав тройной системы. Эвтектика В и С представлена точкой  $e$ . В тройной системе вместо эвтектики  $e$  имеем линию  $em_3$ ; при температуре  $m_3$  происходят критические явления; линия  $l_3m_3$  в системе тройной отвечает линиям  $l_1m_1$  и  $l_2m_2$  двойных систем.

Кристаллизация происходит таким образом. Из смеси  $x$ , богатой компонентом В, начинает кристаллизоваться этот компонент; с его выделением состав жидкости меняется таким образом, что ее фигуративная точка движется по поверхности двух фаз, а ее проекция на треугольнике концентраций движется по прямой, удаляясь от вершины В. В этом движении она достигает или эвтектической линии  $lm_3$ , или кривой  $m_1m_2$ .

В первом случае, когда состав жидкости достигает  $lm_3$ , начинает вместе с В выделяться и С. В дальнейшем при одновременном выделении В и С состав остающейся жидкости все более и более обогащается компонентом А, изменяясь по кривой  $lm_3$ . В точке  $m_3$  происходят критические явления, при одновременной кристаллизации А и В жидкость  $m_3$  исчезает, заменяясь флюидным раствором состава  $l_3$ , из которого при дальнейшем охлаждении продолжается одновременная кристаллизация А и В. Точка  $l_3$  является таким образом прототипом пневматолитовых пегматитовых магм;  $m_3$ —отвечает магме аплита.

В случае, когда при кристаллизации В состав жидкости раньше достигает  $m_1m_3$ , чем  $lm_3$ , критические явления наступают до начала кристаллизации А. Выделяется В и газовая фаза, и состав жидкости приближается к  $m_3$ , где явление продолжается как и в первом случае. Состав соответствующей газовой фазы изменяется по линии  $l_1l_3$ .

Для того, чтобы более уяснить форму диаграммы кристаллизации, рассмотрим, как это мы делали раньше, сечения ее, отвечающие различным постоянным температурам (изотермические сечения, фиг. 90).

Сечение (1) отвечает температуре ниже, чем эвтектика  $e$ , но выше  $m_1$  и  $m_2$ . Треугольник концентраций распадается на 6 полей. Область L есть область ненасыщенных магматических растворов. Сечение (2) отвечает температуре, соответствующей точке  $m_3$ , а сечение (3)—более низкой температуре  $m_1$ . Когда температура падает ниже  $m_2$ , появляется область флюидной фазы, существующей совместно с компонентом С, и область трехфазной системы газ + раствор + С, ( $G + L + S_C$ ). То же явление для растворов, богатых компонентом В, наблюдается ниже температуры, отвечающей  $m_1$ . Сечение (4) отвечает температуре несколько более высокой, чем соответствующая точке  $m_3$ . Область магматических растворов здесь весьма сужена. Наконец, когда тем-

пература ниже соответствующей точкам  $m_3$  и  $l_3$ , сечение диаграммы принимает вид (5). Наконец, при еще гораздо более низкой температуре появляется гидротермальный раствор  $L'$  (сечение 6).

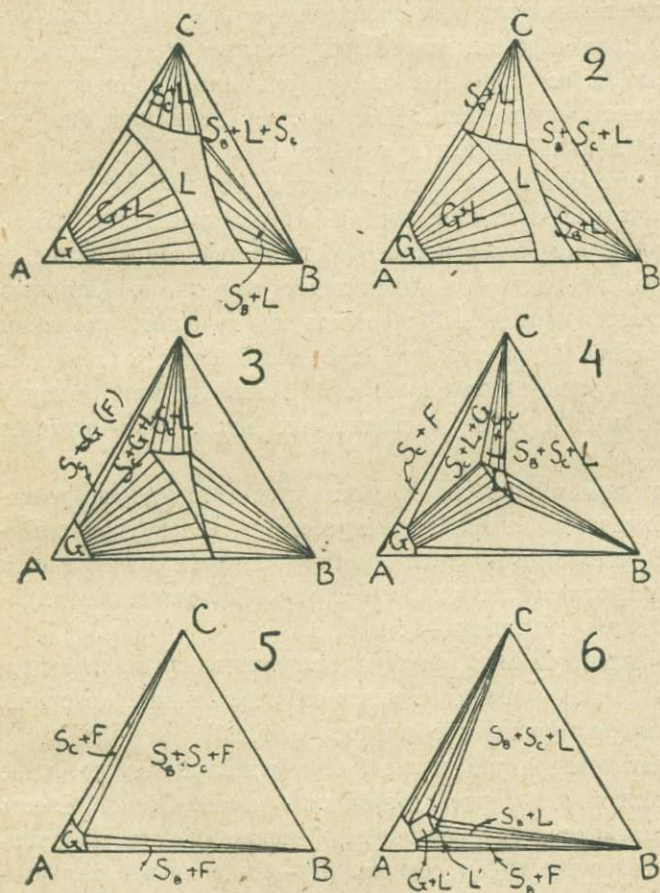
С. В СУХИХ РАСПЛАВАХ НЕЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ ОБРАЗУЮТ НЕПРЕРЫВНЫЙ РЯД ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ, В СИСТЕМЕ С ПРИБАВЛЕНИЕМ ЛЕТУЧЕГО ОНИ НЕ ДАЮТ НЕПРЕРЫВНОГО РЯДА.

Вероятно этот именно случай, как мы уже упоминали, имеет место при кристаллизации калиево-натровых полевых шпатов в тех породах, которые образованы только этими минералами (фельдшпатоиды).

После сказанного достаточно ограничиться кратким рассмотрением изотермических сечений пространственной диаграммы, фиг. 91.

При высоких температурах мы имеем на треугольнике концентрации области: твердый раствор + жидкость, жидкость, газ + жидкость, газ, совершенно так же, как это мы видели на диаграмме фиг. 87, стр. 171, когда рассматривали случай системы из летучего компонента и двух нелетучих, дающих непрерывный ряд твердых растворов.

При понижении температуры появляется область распада

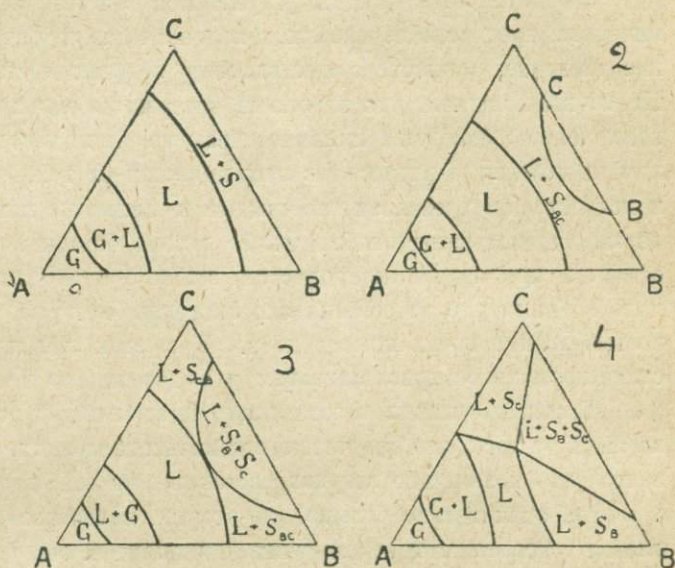


Фиг. 90.

твердых растворов (фиг. 91—2), все расширяющаяся по мере того, как температура падает. Компоненты В и С обнаруживают все меньшую и меньшую способность взаимно растворять друг друга, и расстояние между точками В' и

$C'$  все увеличивается. Область существования твердого раствора В и С совместно с жидкостью сокращается, и, наконец, когда область распада, расширяясь, придет в соприкосновение (фиг. 91—3) с областью жидкого состояния системы, получается разрыв непрерывного ряда твердых растворов. Диаграмма фиг. 91—4 подобна той (фиг. 90—2), какую мы имели в случае, когда летучие компоненты не способны к образованию твердых растворов, с той разницей, что вместо чистых компонентов С и В, мы имеем составы, отвечающие твердым растворам С с небольшим содержанием В и В с некоторым содержанием С, при чем по мере падения температуры это содержание понижается. Дальнейший ход остывания аналогичен тому, который мы видим в случае отсутствия смешиваемости В и С на диаграмме фиг. 90.

Таков простейший случай, когда разрыв сплошности ряда твердых растворов происходит до образования флюидной фазы. Повидимому, это именно и имеет место в упомянутом случае полевых шпатов. Этим простейшим случаем мы и ограничимся.



Фиг. 91.

### *Заключение из рассмотрения систем, содержащих летучие компоненты.*

Сделанный краткий обзор главнейших свойств наиболее простых систем, содержащих летучие компоненты, дает возможность сделать некоторые общие заключения, важные для понимания петрогенетических процессов.

При малых давлениях и высоких температурах в магматических расплавах может заключаться только небольшое количество летучих компонентов, и газовая фаза системы, обособляющаяся из магмы, состоит почти исключительно из этих летучих составных частей. Расплав-магма и выделяющиеся газы резко обособлены одно от другого, и процесс отвечает вполне представлению о газах, растворенных в магме и выделяющихся из нее. Непосредственные наблюдения в природе магматических процессов, естественно,

доступны только именно в этом случае высоких температур и низких давлений, который мы встречаем в вулканических явлениях.

Наличие малого количества летучих составных частей в магме при таких условиях не оказывает большого влияния на ход кристаллизации и другие превращения в системе, и для этого случая довольно хорошо применимы все те выводы, которые мы можем делать из изучения искусственных сухих силикатных расплавов.

По мере того, как мы углубляемся в толщу земной коры и от вулканических процессов переходим к явлениям плутоническим, возрастает внешнее давление, а вместе с тем влияние летучих составных частей в магме. Не во всех магмах, как мы знаем, содержится одинаковое количество летучих компонентов; основные щелочноземельные, по видимому, относительно бедны ими, и условия равновесия в них недалеки от тех, что мы изучаем в лавах и искусственных сплавах, но кислые и щелочные магмы, как это показывает целый ряд косвенных наблюдений, весьма богаты летучими составными частями, и при изучении процессов, в них происходящих, необходимо принимать во внимание те особенности системы, которые обуславливаются наличием этих летучих компонентов. При этом количество их в магме возрастает по мере ее кристаллизации и выделения из нее твердых минералов.

Главные отличия в состоянии магматических систем при больших давлениях от того, что мы имеем при малых давлениях, заключаются, во-первых, в том, что количество летучих составных частей, которые могут заключаться в магме, значительно больше, во-вторых, в составе газовой фазы увеличивается содержание труднолетучих компонентов, она утрачивает свой характер газовой смеси, превращаясь в своеобразный газообразный раствор. Наконец, при высоких давлениях и температурах мы встречаемся с флюидной фазой, в которой теряется различие газовой фазы и расплава.

Чрезвычайно важное значение для петрогенезиса имеет различие бедных летучими составными частями магм и богатых ими в отношении их к давлению. На состояние «сухой» или бедной минерализатором магмы и на процессы, в ней происходящие, изменение давления оказывает сравнительно малое влияние, наоборот, оно является весьма важным фактором равновесия в системах с летучими составными частями. Такие системы весьма чувствительны к изменениям давления, и последнее может существенно влиять на течение процессов, происходящих в магме.

В системах с летучими компонентами мы видели ряд процессов, тесно связанных между собой: испарение, кипение, дистилляция и кристаллизация могут быть одновременными и сопряженными явлениями. Изучение горной породы, происшедшей из такой магмы, может осветить лишь одну сторону этого сложного комплекса явлений. Пневмолитические образования и метаморфизм боковых пород под действием газовой фазы дают некоторые основания для суждения о других сторонах его.

Весьма существенным является и та особенность богатой летучими компонентами магмы, что при высоких давлениях, в определенных температурных пределах получаются растворы, которые названы флюидными, с чрезвычайно малой вязкостью, с большой вследствие этого способностью проникновения в боковые породы и другими механическими свойствами, сильно отличающими их от обычных лав и силикатных расплавов. С такими свойствами связан целый ряд весьма важных геологических явлений.

Таким образом при образовании пород глубинных из магмы богатой минерализаторами происходят явления более сложные и разнообразные, чем при кристаллизации лав. Непосредственные наблюдения, более или менее доступные в лавах, здесь невозможны, и теоретические исследования и соответствующие эксперименты получают особое значение. К сожалению, трудность экспериментального изучения систем с летучими составными частями, требующими применения значительных давлений, является причиной того, что до сих пор это почти совсем незатронутая область.

#### *Опыты с системой $\text{SiO}_2 - \text{KAlO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .*

Опыты, которые производились над кристаллизацией силикатовых систем с летучими компонентами имеют лишь характер предварительной ориентировки. Мы ограничимся здесь лишь кратким описанием опытов Баура, несомненно представляющих интерес для петрографии.

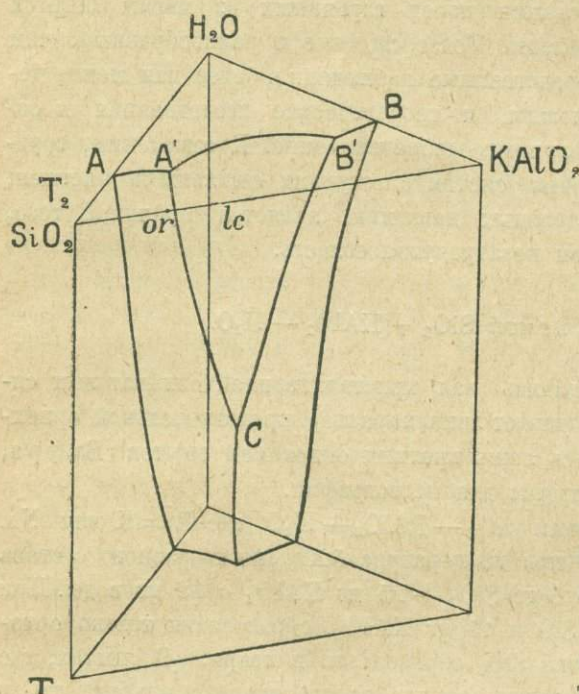
Бауром изучались системы  $\text{SiO}_2 - \text{RAlO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ , где  $\text{R} = \text{K}$  или  $\text{Na}$ . Он нагревал в стальной бомбе при температуре  $520^\circ$  смеси разного состава от 5 gr  $\text{SiO}_2 + 2$  gr  $\text{KAlO}_2$  до 5 gr  $\text{SiO}_2 + 25$  gr  $\text{KAlO}_2$  с 12 gr воды. При опыте, когда было взято 5 gr  $\text{SiO}_2$  и 15 gr  $\text{KAlO}_2$ , образовался только ортоклаз. При увеличении количества  $\text{SiO}_2$  образовался и кварц. В опытах, где  $\text{KAlO}_2$  был заменен  $\text{NaAlO}_2$ , получался не только кварц и альбит, но и нефелин.

Из этих опытов Баур заключает, что ортоклаз и альбит при таких условиях не могут быть получены из своих чистых растворов (т. е. с отношением  $\text{SiO}_2$  и  $\text{RAlO}_2$  по формуле минерала), но необходим некоторый избыток основания  $\text{RAlO}_2$ .

Область устойчивости ортоклаза довольно широка при высокой температуре, но с понижением ее сокращается и, наконец, так сказать, выклинивается. Баур в таком виде (несколько у нас видоизмененном, фиг. 92) представляет границы устойчивости ортоклаза при разных температурах. Поле устойчивости представляется поверхностью ABC, выклинивающейся книзу. Следует отметить, что в опытах Баура лейцит не получался, распадаясь, повидимому, в этих условиях на ортоклаз и  $\text{KAlO}_2$ .

Баур прилагает свою схему к объяснению явлений, происходящих при кристаллизации гранитной магмы.

Если гранитная магма кристаллизуется изотермически и имеет такой состав, что способна выделять кварц, то сначала она достигнет поверхности насыщения кварцем, и он начнет выделяться. Состав будет меняться в плоскости насыщения  $\text{SiO}_2$ , т. е. при температуре  $T_2$ , по линии  $AA'$ . Когда будет достигнута точка  $A'$ , расплав будет насыщен кварцем и полевым шпатом одновременно, и кристаллизация будет идти по эвтектической схеме. Получится порода со структурой кварцевого порфира. Может случиться (на-



Фиг. 92.

При низких температурах маточный раствор содержит кремнекислоту и алюминаты щелочей.

Схемы кристаллизации Баура, может быть, недостаточно обоснованы, но его опыты представляют большой интерес и для выяснения пределов устойчивости алюмосиликатов в условиях опыта, и для выяснения их структуры, как силикатов комплексного основания  $\text{RAlO}_2$ .

например, при выделении  $\text{H}_2\text{O}$  во время кристаллизации), что состав после этого сместится в область насыщения ортоклаза. Тогда кристаллизуется один ортоклаз, а кварц может подвергнуться ресорбции.

Если магма кристаллизуется при охлаждении без выделения воды, т. е. состав ее перемещается по вертикали, то в случае, когда выделяется сначала ортоклаз, точка находится в области насыщения ортоклаза. Достигнув пограничной линии  $A'C$  при своем движении приблизительно параллельно оси температур, точка состава переходит эту границу в область пересыщения кварцем, и тогда выделяется один кварц, выполняющий промежутки между кристаллами полевого шпата.

## ЧАСТЬ III.

**О некоторых общих вопросах петрогенезиса.**

Из изложенного выше видно, что мы далеки еще от того, чтобы с полной уверенностью разрешать основные вопросы петрографии изверженных пород, исходя из положений физической химии. В самом деле, мы пока знаем особенности лишь самых простых систем; системы с летучими компонентами почти совсем не изучены, тогда как изверженные горные породы являются в результате превращений систем весьма сложных, и самый состав этих систем (магм) в большинстве случаев остается не вполне известным.

Основные вопросы, которые стоят перед петрографией изверженных пород, двоякого рода:

1. Вопросы о причинах разнообразия изверженных пород и о взаимной связи между разными породами и их естественными группами;
2. Вопросы, касающиеся особенностей минералогического и химического состава и структуры отдельных пород.

В особенности трудно решение вопросов первого рода. Здесь приходится иметь дело с сравнением и сопоставлением разных особенностей различных пород. Но даже для выражения такой основной особенности, как вещественный состав пород, как мы видели, мы пока пользуемся крайне грубыми приемами. Сравнение составов пород достигается сопоставлением разных числовых характеристик их, далеко не выражающих всех характерных черт этих составов. Очень важные свойства физико-химических систем, представленных горными породами, совсем не могут быть выражены, пользуясь теми приемами, какие употребляются теперь при сопоставлении составов горных пород. Применение же других, более чувствительных приемов сравнения составов настолько в настоящее время усложняет задачу, что от них приходится отказаться.

Самые методы сопоставления составов пород выдвигают особую более узкую задачу,—задачу объяснения, исходя из физико-химических оснований тех особенностей составов пород, которые могут быть усмотрены при пользовании этими, хотя бы и грубыми методами. Мы видели, что применение этих методов в конце концов приводит к некоторым диаграммам, являющимся наиболее наглядным изображением главных характерных черт химического состава пород. И числовые характеристики, и диаграммы могут быть различными способами вычислены и построены, но какой бы способ мы не избрали, мы найдем в полученных при его помощи диаграммах особенности, которые должны быть объяснены.

*Диаграммы составов пород. Параллелизм дифференциации  
и кристаллизации.*

Мы рассмотрим только один тип диаграммы, предложенный нами в конце первой части (стр. 58—66), где пространственная диаграмма в прямоугольных координатах изображает при помощи точек составы, выраженные четырехчленной числовой характеристикой ( $a c b s$ ).

Главнейшие особенности суммарной диаграммы всех изверженных пород уже были отмечены в конце первой части. Мы видели, что фигуративные точки неравномерно распределены в поле диаграммы (фиг. 9, стр. 62).

1. Точки составов наиболее распространенных пород образуют полосу наиболее густо расположенных точек вдоль некоторой кривой, пространственно изогнутой и обращенной вогнутостью к оси SB.

2. В эту полосу попадают фигуративные точки пород, так называемого, известковощелочного или «тихоокеанского» типа.

3. Точки составов щелочных пород уклоняются от этой полосы в сторону относительного увеличения параметра  $a$ . Они представляют типы крайне редкие. Достаточно вспомнить, что на их долю приходится всего 1% общей массы пород.

4. С противоположной стороны, т. е. со стороны, обращенной к оси SB, граница распространения фигуративных точек резка; она ограничивает здесь полосу точек известковощелочных пород. В самой этой полосе точки также неравномерно распределены. Выделяются два сгущения: одно отвечает гранитам, другое—базальтам или андезитам и базальтам.

5. Уклонения точек щелочных пород гораздо сильнее в верхней части диаграммы (т. е. растет с увеличением  $s$ ), но в самом веру увеличение уклонения  $a$  связано даже с некоторым уменьшением  $s$  (ср. нефелиновый сиенит, уртит).

Геологические наблюдения доставляют много фактических доказательств того, что разные изверженные горные породы представляют различные этапы в эволюции магмы, из которой они образовались. Различные породы бывают тесно между собою связаны генетически и следуют одна за другой в некотором закономерном порядке. Связь между различными породами может быть и бывает в различной степени тесной и очевидной. Сравнительно недавно многие считали, что два типа пород известковощелочной и щелочной или иначе «тихоокеанский» и «атлантический» представляют по существу генетически совершенно различные ветви во всем разнообразии изверженных пород, но в настоящее время накапливается все больше фактов, подтверждающих также нередкое совместное нахождение и генетическую связь пород, принадлежащих к разным «ветвям».

Приходится считаться со следующими особенностями распространения щелочных пород:

- 1) вообще они являются крайне редкими,
- 2) разные типы щелочных пород часто встречаются совместно,
- 3) встречаются также случаи совместного нахождения и генетической связи их с породами известковощелочного типа.

Эти особенности щелочных пород могут быть объяснены, если мы признаем, что их появление связано с какими-то особыми исключительными условиями их образования. Исключительностью этих условий объясняется редкость этих пород. Эти особые условия видоизменяют ход процесса эволюции магмы, нормально приводящий к образованию серии известковощелочных пород, и вместо последних появляются ненормальные редкие типы. Понятно, что в зависимости от длительности и интенсивности действия таких особых причин, вызывающих появление щелочных пород, могут получиться разнообразные соотношения между нормальными известковощелочными типами и уклоняющимися щелочными, но естественно ожидать, что 1) могут встречаться и нормальные, и уклоняющиеся типы совместно и 2) можно часто встретить совместное нахождение разных типов таких особых щелочных пород. Это мы в действительности и наблюдаем.

Ниже придется еще коснуться вопроса о происхождении щелочных пород подробнее. Здесь нужно было отметить их исключительность для того, чтобы выделить намечающуюся на диаграмме полосу фигуративных точек известковощелочных пород, как полосу, отвечающую нормальному ряду пород, особенно важному в петрогенезисе. На ближайшем рассмотрении этого ряда и надо прежде всего остановиться.

Сопоставим между собой диаграмму составов наиболее распространенных пород и диаграммы термических свойств силикатных расплавов, теперь изученных. Мы видели, что составы, отвечающие сингулярным, особым точкам таких диаграмм, могут быть выражены тоже в числовых характеристиках подобно тому, как мы выражаем составы горных пород, и так же, как и те, они могут быть изображены на той же пространственной диаграмме. Линии термических диаграмм, соединяющие сингулярные точки, представляются на этой пространственной диаграмме также в виде линий.

Такое построение схематической сводной диаграммы сделано на фиг. 93. Здесь мы видим следующие важные точки и линии.

Точка  $E_1$  отвечает кварцево-полевошпатовой эвтектике (аплитовая точка). Линия  $an-ab$  представляет линию плагиоклазов. Плоскость  $an-ab-py$  отвечает составам альбит, анортит, пироксен, т. е., так наз., гапlobазальтовым и гаплодиоритовым магмам Боуэна.  $E_2$ —точка эвтектики диопсид—анортит и  $E_3$ —точка эвтектики диопсид—альбит. Линия  $E_2 E_3$  представляет эвтектическую линию диопсид—плагиоклаз. На грани  $q-an-ol$  нанесены точки F, G, I, K, M, N, соответствующие точкам термической диаграммы форстерит—анортит— $SiO_2$ , отмеченным теми же буквами на фиг. 63 (стр. 142).

Важные свойства системы форстерит—диопсид— $SiO_2$  не могут быть выражены на нашей диаграмме.



мической диаграммы, но и в последовательности появления различных пород там, где эти породы генетически между собою связаны.

В большинстве случаев среди глубинных пород, где ход дифференциации не нарушается явлениями извержения или значительным перемещением магматических масс в земной коре, мы имеем такую последовательность появления главных типов: габбро с его ультраосновными дериватами, диориты и, наконец, гранит и его кислые производные (аплиты, пегматиты). Эта последовательность как раз отвечает тому направлению, которое отмечено стрелками и которое выражает последовательность изменения состава жидкости при кристаллизации.

Совершенно естественно, что в этом параллелизме многие петрографы усматривают причинную зависимость и считают, что одним из главнейших и может быть даже самым важным фактором дифференциации является процесс кристаллизации. Такая дифференциация получила название кристаллизационной.

Представляется, поэтому, чрезвычайно важным выяснить, как эта дифференциация происходит, установить основные черты, так сказать, механизма этого процесса. Но прежде чем обратиться к этому, необходимо коснуться еще одной особенности состава изверженных пород, которая также выражается на общей диаграмме и заключается в неравномерном распространении разных пород среди нормального, известковощелочного ряда. Мы уже видели, что резко выделяются своим широким распространением два типа пород: граниты и базальты.

#### *Гранитовая и базальтовая магма.*

Ясное количественное преобладание этих двух резко различных типов над остальными, и их почти одинаковое распространение среди изверженных пород склоняли уже давно некоторых петрографов к предположению, что в кислых и основных породах мы имеем две различные самостоятельные магмы, независимые одна от другой. Начало этих представлений мы видим уже в теориях Дюроше и Бунзена. С другой стороны, в то же время многочисленные факты непрерывных переходов между разными изверженными породами привели к идее образования разных пород путем дифференциации из общего источника и казалось естественным допустить, что и магма базальта, и магма гранита не являются совершенно независимыми, самостоятельными, но связаны между собою генетически. Представляя, однако, далеко разошедшиеся при процессе дифференциации типы, они кажутся более обособленными друг от друга, чем иные промежуточные типы. Если это справедливо, то могут быть сделаны три предположения: 1) или магма базальта является родоначальной по отношению к магме гранита, или 2) наоборот, гранитовая магма является первоначальной, или 3) наконец, ни та, ни другая, а какая-то третья. Последнее, однако, мало вероятно, ибо такой магмы, которая в этом случае должна была бы иметь широкое распространение, мы наблюдением не можем установить. Все другие породы, кроме пород гра-

нитовой и базальтовой магм, являются мало распространенными и, как показывают геологические наблюдения, обыкновенно являются производными либо гранитной, либо базальтовой магмы.

Возможно еще предположение, что такая третья магма существовала в доисторическое (в геологическом смысле) время жизни земли, что процесс ее дифференциации уже закончился к докембрийскому времени. Но это равносильно допущению двух независимых самостоятельных магм.

Таким образом, остаются три предположения: 1) гранитовая и базальтовая магма равнозначны, 2) гранитовая магма является первоначальной и 3) базальтовая магма первоначальная. Рассмотрим их по порядку.

1. Обращаясь к распространению гранитовой и базальтовой магмы, мы видим резкое преобладание гранитовой магмы в виде интрузивных пород — гранитов, и, наоборот, преобладание базальтовой магмы в эффузивных породах. Уже это показывает неравнозначность тех и других пород. Те и другие образуются, как видим, при разных геологических условиях. Нельзя приравнивать распространенность гранита к распространенности пород габбро-перидотитовой формации, или сравнивать распространенность липарита, с одной стороны, и базальта, с другой. Преобладание основных пород в эффузивах и гранитов среди глубинных пород — замечательный факт, требующий объяснения.

2. Сторонники самостоятельного существования гранитовой и габброперидотитовой магмы приводят в пользу этой гипотезы указание, что переходов между этими породами, когда они залегают по соседству, вообще не наблюдается. Однако, это обстоятельство удовлетворительно объясняется, если мы примем во внимание, что та и другая породы далеко стоят в цепи результатов непрерывного изменения магмы, представляют далеко отстоящие звенья одной цепи непрерывного ряда пород, и, естественно, их залегание бок о бок само по себе уже связано с hiatus'ом промежуточных членов.

Наоборот, в некоторых больших массивах можно на некотором расстоянии проследить постепенное правильное изменение пород от габбро в габбродиориты и диориты, далее в кварцевые диориты и гранодиориты и, наконец, гранодиориты переходят в гранит, как это имеет место, например, в Уральских платиноносных районах.

3. Указывают, что средний состав всей массы изверженных пород может быть вычислен, суммируя составы габбро и гранита. Но при преобладании базальтов и гранитов среди всех пород и при понятном уравнивании уклонов составов других гораздо более редких пород от этих основных типов в ту и другую сторону иного результата нельзя и ожидать, каково бы ни было происхождение гранитов и базальтов.

Таким образом, доводы за принятие двух самостоятельных и независимых магм гранитовой и базальтовой мало убедительны, и, наоборот, их ближайшее рассмотрение показывает, что между той и другой магмой существуют различия, необъяснимые с этой точки зрения.

Необходимо рассмотреть поэтому предположение, не может ли одна из этих магм получиться, как результат естественных изменений при эволюции другой, и решить, какую же из магм, гранитовую или базальтовую, надо считать первичной.

Прежде всего, конечно, приходится обратиться к наблюдениям в природе, которые указывали бы на появление пород одной из этих магм в результате изменения магмы другой.

В этом отношении важны прежде всего наблюдавшиеся во многих интрузивных залежах и подобных им интрузивных массах базальтовой магмы (диабазы) участки породы гранитового состава: гранофира, аплита и т. д. Такие участки в некоторых случаях образуют краевую зону в верхней части залежи, иногда они обособляются в виде позднее застывших жил в диабазе. Эти гранитовые обособления в диабазе особенно развиты в больших и мощных залежах, и они описаны подробнее всего в некоторых Канадских месторождениях и из месторождений в Соединенных Штатах, но известны и в других местах.

В таких случаях несомненно, что вещество гранитовой породы не проникло в массу диабазы или интродировало в непосредственном соседстве с ней извне, но выделилось из самой этой магмы диабазы, значительно большей по массе. Очевидно, что при некоторых условиях из базальтовой магмы может получиться магма гранитовая. Об этом же говорит и нахождение в некоторых массивах габбро плагиоаплитовых и гранулитовых жил, несомненно связанных генетически с такой массой габбро. Наконец, как уже упоминалось, в некоторых больших интрузивных массах (лакколитах) габбро наблюдаются в верхней части переходы в граниты.

С другой стороны, хотя и редко, но мы знаем случаи появления около гранитов участков габбрового или близкого состава, как продуктов обособления от гранитовой магмы. Однако, эти случаи связаны с совершенно исключительными условиями ассимиляции гранитовой магмой вещества боковых пород, именно, известняков. Когда в гранитах мы встречаем обособления основных пород (шлиры, лампрофировые жилы), происшедшие вследствие дифференциации, такие породы значительно отличаются по составу от габбро. Если допустить, что базальтовая магма вообще происходит из гранитовой путем ассимиляции, как это иногда наблюдается в действительности, то становится совершенно необъяснимым и непонятным широкое распространение базальтовых пород. Широкое распространение как базальтов, так и гранитов говорит о том, что процесс образования одной магмы из другой есть естественный процесс, не требующий для своего осуществления исключительных условий.

Поэтому остается наиболее вероятным предположение, что первоначальной магмой является магма базальтовая. Не противореча приведенным выше соотношениям, это допущение вытекает и из замечательной особенности распространения гранитов, главным образом, в интрузивных массах, особенно в батолитах и базальтов в виде эффузий или неглубоких интрузивных залежей.

В самом деле, допустим, что действительно из двух основных типов магм гранитовой и базальтовой—одна является первичной, другая, наоборот, результатом дифференциации. В каких же условиях мы будем встречать чаще недифференцированную первичную магму и в каких магму, являющуюся продуктом дифференциации? Какая из этих магм застывает в виде пород эффузивных и какая в форме масс интрузивных?

Понятно à priori, и это подтверждается и геологическими наблюдениями над дифференциацией, что недифференцированную магму мы скорее всего можем встретить, когда она, сравнительно быстро поднявшись по трещинам, выльется в виде лавы и застынет на поверхности земли. В особенности этому благоприятствуют условия поднятия по трещинам в областях со строением плато, не подвергавшихся боковому горообразующему движению, и в таких областях мы находим мощные излияния базальтов.

Медленное поднятие магмы в виде батолитов, медленное остывание ее на глубине в земной коре, наоборот, является условием, благоприятствующим дифференциации. Наиболее очевидные проявления этого процесса мы встречаем именно в интрузивных формах. Поэтому следует ожидать, что в таких массивах преобладающими породами будут происшедшие не от застывания недифференцированной первичной магмы, а продукты ее дифференциации и, именно, те, которые скопляются в верхних частях массивов, обнаженных эрозией. Такими и являются граниты.

Обособившаяся в верхних частях батолитовых масс и других абиссальных магматических очагов гранитовая магма под влиянием тектонических движений может переместиться и образовать такие лакколитообразные грандиозные интрузии, на которые в последнее время особенно обращал внимание Клоос. И в этом случае образование гранитовой магмы, вероятно, связано с длительным процессом дифференциации в глубинном магматическом очаге.

Первичность базальтовой магмы вытекает и из повторяемости извержений базальта, начиная с древнейших времен. И древнейшие извержения базальтов, превращенные большею частью в зеленокаменные породы, и новейшие базальтовые излияния имеют существенно одинаковый состав. Замечательный пример повторяемости извержений недифференцированной базальтовой магмы представляют наши сибирские траппы, занимающие огромное пространство в северной половине Сибири. Если бы базальтовая магма была продуктом указанных выше ассимиляции и дифференциации, было бы непонятным такое постоянство ее состава в разные времена во вновь возобновляющихся вулканических извержениях.

Очень характерно также появление эффузивных пород базальтовой магмы или близких к ним в начале отдельных вулканических циклов. Как показывают геологические наблюдения, вулканическая деятельность в том или ином районе обычно начинается извержениями пород базальтового состава. В областях, где горообразование не сказывалось, эти извержения базальтов

особенно характерны, и часто ими проявление вулканической деятельности и ограничивается. В горных областях мы имеем сложный и длительный цикл развития магмы, и нередко уже первые извержения здесь представлены не столько первичной базальтовой недифференцированной магмой, но магмой андезитовой, появление которой, как увидим позднее, уже свидетельствует о начале процесса дифференциации. За первыми извержениями в горных областях следуют обычно процессы горообразования, метаморфизирующие изверженные породы излиятий и сопровождающие их туфовые отложения и превращающие их в зеленокаменные породы. В древних хребтах мы обычно находим зону зеленокаменных пород и зеленых сланцев, представляющих измененные древнейшие в этом районе изверженные породы, которые по составу относятся к базальтовой (диабазовой) магме или близки к ней. В дальнейшем эти породы сменяются более дифференцированными типами. Понятно, что наименее дифференцированными и наиболее по составу близкими к составу первичной магмы будут породы первых извержений, близкие, как мы видим, к базальтам.

Таким образом, ряд геологических наблюдений и соображений приводит к представлению о том, что за первичную магму надо считать базальтовую.

Идея о первичности базальтовой магмы развита была Дэли, но она разделяется в настоящее время многими петрографами. Конечно, пока это только гипотеза, но она кажется наиболее правдоподобной. Принимая базальтовую или близкую к ней некоторую габброидную магму за первичную, нужно объяснить, каким процессом из нее обособляется вторая не менее распространенная в горных породах на земной поверхности магма гранитовая.

#### *Кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы.*

Выше было отмечено существование определенного параллелизма между дифференциацией и кристаллизацией и указывалось, что многими в этом усматривается причинная связь. Считают, что главным образом кристаллизация вызывает дифференциацию (кристаллизационная дифференциация). Сущность дифференциации заключается в разделении и большем или меньшем обособлении различных элементов первоначально однородной магмы. При кристаллизационной дифференциации такими элементами являются, с одной стороны, выделяющиеся кристаллы, с другой,—остаточная жидкость.

Дифференциация при этом может получиться двояко: 1) вследствие локализации кристаллизации и 2) вследствие аккумуляции выделившихся кристаллов. Кристаллизация начинается в более охлажденных частях магматического бассейна. Образующиеся кристаллы в редких случаях могут оставаться на месте их образования, а обычно они перемещаются или под влиянием конвекционных токов, или в силу тяжести. Последняя причина вызывает погружение (или реже всплывание) выделившихся кристаллов. Когда кристаллизация зашла далеко, механические воздействия могут вызвать выжимание остаточных частей магмы. Погружение кристаллов подтверждается

примерами интрузивных залежей с скоплениями более тяжелых минералов в нижних частях. Не надо ожидать от этого процесса слишком многого — особенно в смысле сортировки кристаллов. Падение минералов в жидкости зависит не только от их удельного веса, но и от размеров. В общем при медленной и длительной кристаллизации, выделяющиеся более тяжелые кристаллы будут тонуть, как рой, причем в нем будут и небольшие относительные перемещения зерен. В результате процесса нельзя ожидать совершенной сортировки, но разделение на две группы минералов основных тяжелых и кислых более легких.

Кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы была рассмотрена Боуэном на основании тех термических свойств двойных и тройных силикатовых систем, которые были изложены выше во II-й части этой книги.

Одним из первых минералов при кристаллизации этой магмы выделяется оливин. Рассматривая бинарные и тройные системы, в которые входит оливин (форстерит) и кремнезем, мы видели общую им всем особенность, обусловленную инконгруэнтностью точки плавления энстатита (вообще пироксена). Именно выделение оливина продолжается и далее того момента, когда расплав достиг насыщения кремнекислотой до состава бисиликата. Лишь когда состав достигнет некоторой степени пересыщения, начинается реакция растворения выделившегося оливина и образование вместо него пироксена. Эта особенность, как мы видели, в случае нарушения равновесия между кристаллами и жидкостью во время кристаллизации вследствие удаления из раствора образующихся кристаллов оливина может привести к тому, что из расплава, недосыщенного кремнекислотой, образуется расплав, пересыщенный ею, из которого  $\text{SiO}_2$  может выделяться в свободном виде. Удаление кристаллов оливина может произойти вследствие их погружения в жидкости, как более тяжелых. Погружение выделяющихся кристаллов оливина наблюдалось даже при плавлении в тиглях искусственных сплавов состава  $m\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + n\text{SiO}_2$ . Таким образом, по Боуэну, инконгруэнтность точки плавления  $\text{MgSiO}_3$  обуславливает то, что из одного и того же расплава базальтоидной магмы могут получиться породы и с оливином, и со свободной  $\text{SiO}_2$ , выделяющейся в виде кварца.

Отчасти соединение  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  может удалиться из расплава в случае, если в системе происходит гидролиз от присутствия магматической воды. Вместо  $\text{K}_2\text{OAl}_2\text{O}_3\cdot 6\text{SiO}_2$  (ортоклаз) тогда получается кислая соль  $(\text{K,H})_2\text{OAl}_2\text{O}_3\cdot 2\text{SiO}_2$  (мусковит), которая, присоединяя молекулу ортосиликата Mg и Fe, дает биотит. Одновременно с тем освобождается часть  $\text{SiO}_2$  при гидратизации ортоклазовой молекулы. Эта реакция может иметь значение на более поздних стадиях эволюции магмы.

Рассмотрение системы диопсид + форстерит +  $\text{SiO}_2$  показывает, кроме того, что по мере хода кристаллизации меняется состав пироксена, обогащаясь известью.

При рассмотрении кристаллизации системы анортит+форстерит+SiO<sub>2</sub>, мы видели, что погружение кристаллов оливина может привести к дифференциации, причем внизу получается смесь форстерита, пироксена (клиноэнстатита) и анортита, в основании даже может получиться слой перидотитового состава, а в верхней части получим смесь пироксена (клиноэнстатита), анортита и свободного кремнезема (тридимита). Эти простейшие системы поясняют способ образования кислых пород с свободным кварцем из базальтовой магмы.

Весьма важны те выводы, которые следуют из рассмотрения системы плагиоклаз+диопсид (гапlobазальтовая магма Боуэна). Мы видели, что при кристаллизации смеси из плагиоклаза № 50 и диопсида начинает выделяться плагиоклаз около № 80 и расплав соответственно обогащается веществом альбита. При кристаллизации, совершающейся так, что непрерывно восстанавливается равновесие между кристаллом и жидкостью, последние остатки жидкости содержат вещество плагиоклаза, отвечающего около № 25. Если же первоначально кристаллизующиеся зерна плагиоклаза удаляются из раствора или погружаясь, или даже образуя зональные кристаллы, то легко может получиться жидкость, состоящая из весьма кислого плагиоклаза. Одновременно с этим, как это следует из хода эвтектической кривой (фиг. 65, стр. 145), в остающейся жидкости быстро убывает содержание диопсида. Застывая, последовательные стадии изменяющегося остаточного расплава дают все более и более лейкократовые породы.

Таким образом, при кристаллизации базальтовой магмы в случае нарушения физико-химического равновесия между раствором и выделяющимися кристаллами, вследствие погружения кристаллов или других причин, в конце концов остаточная жидкость может принять состав, в котором будет присутствовать избыток свободной кремнекислоты вместе с преобладающим щелочным полевым шпатом. В этом же остатке будут сконцентрированы те легко летучие вещества, которые присутствовали в базальтовой магме: вода, галоиды и т. д. Присутствие их вызывает появление роговой обманки вместо пироксена и, далее, биотита.

Как видим, этот остаточный раствор представляет не что иное, как гранитовую магму. Таким путем по Боуэну кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы приводит к магме гранитовой. Главным условием является отседание ранее выделяющихся кристаллов, и нарушение, благодаря этому, возможности взаимодействия между ними и жидкостью. Для того, чтобы это удаление кристаллов из жидкости могло происходить, необходимы некоторые благоприятствующие обстоятельства. В сравнительно небольших интрузивных телах большое значение имеет быстрота охлаждения. Как указывает Боуэн, при быстром охлаждении базальтовая магма кристаллизуется, давая обычный диабаз. При более медленном и при опускании ранее образующегося пироксена и основного плагиоклаза, а, следовательно, при обогащении жидкости более щелочным полевым шпатом, в верхней части обра-

зается, как продукт дифференциации, диорит. При более благоприятных условиях для такой дифференциации и достаточном обогащении жидкости молекулами щелочного полевого шпата и водой может получиться кварцевый диорит, гранодиорит и, наконец, гранит. Роль воды в образовании биотита уже указывалась выше.

При подходящих условиях кристаллизации базальтовой магмы развитие зональных кристаллов может повести к появлению микропегматита в интерстициях.

В некоторых случаях выделение и осаждение оливина в первых стадиях кристаллизации базальтовой магмы приводит к тому результату, что увеличивается количество кислого продукта дифференциации. Оливин может выделяться при более медленном охлаждении из той же магмы, которая, застывая быстрее, выделяет лишь пироксен и плагиоклаз. В некоторых случаях (см. диаграмму анортит+форстерит+SiO<sub>2</sub>) может выделяться шпинель. Накопление первых выделившихся кристаллов в нижней части приводит к образованию перидотита, иногда шпинель-содержащего. Кристаллизация нормальной базальтовой магмы всегда направляется к образованию биотитового гранита, но эта конечная стадия достигается лишь при медленном охлаждении. При более быстром охлаждении может получиться диорит и кварцевый диорит. С этой точки зрения диоритовая краевая фация около гранитов может быть объяснена тем, что здесь охлаждение шло быстрее и опережало центральные части, достигшие следующей стадии дифференциации.

Согласно изложенным представлениям, гранитовая магма, как последний остаток, застывающий при наиболее низкой температуре, обособляется в верхней части больших интрузивных масс, особенно батолитов. Широкое распространение гранитов на поверхности земли объясняется тем, что здесь эрозия вскрыла эти верхние части застывших магматических масс или на месте их образования, или переместившихся и образовавших обособленные гранитовые массивы. Оно вовсе не соответствует действительному объему гранитного материала в земной коре, и при вычислении среднего состава изверженных пород, встреченных на земной поверхности, мы не получаем состава некоторой первичной магмы. Вычисленный состав будет отвечать более кислой магме, чем первичная, вследствие преобладания кислых продуктов дифференциации в верхних, обнаженных эрозией, частях батолитов и других гранитных интрузий.

Понятно, что все сказанное выше представляет пока только общую схему явления, которое, в действительности, конечно, более сложно. Но из изложенного ясно, что дифференциация базальтовой магмы может привести к образованию магмы гранитовой, и что это является естественным процессом, не требующим каких-либо исключительных условий для его осуществления.

В глубинных магматических очагах и в батолитах, где главным образом мы находим массы гранитов, процесс совершается очень медленно в те-

чение весьма продолжительного времени. Магматические бассейны, служащие источниками вулканической деятельности, как показывают геологические наблюдения, существуют целые геологические периоды. В течение эпох совершаются в них процессы дифференциации, иногда повторяясь. Вулканическая деятельность то замирает, то возобновляется с новой силой. Такое длительное существование магматического бассейна, как это справедливо отметил Харкер, требует признания существования некоторого термического равновесия между магмой и вмещающими породами. Внутри бассейна термический градиент следует более или менее нормальному температурному градиенту—нижние части нагреты более верхних. Далее, не надо думать, что такой бассейн остается все время, как огромная масса жидкой магмы. Надо допустить, что кристаллизация временами может захватить значительную массу бассейна, и затем он может вновь расплавиться от подъема геоиотерм при тектонических движениях, от притока снизу из незастывших участков летучих составных частей и т. д. Кристаллизация и расплавление могут повторяться, и при медленном течении этих процессов может оказаться мощным фактором дифференциации влияние силы тяжести, заставляющей тонуть кристаллы выделяющихся первыми, как мы видели, более тяжелых фемических минералов. Опускающиеся кристаллы, попадая в более нагретые части магмы, могут растворяться и изменять состав жидкости. В результате кристаллизационной дифференциации, таким образом, возникает неоднородность жидкой магмы, т. е. то, что связывается с понятием магматической дифференциации.

Общая тенденция всего процесса сводится к тому, что из однородной магматической массы получается масса с изменяющимся сверху вниз составом. Верхние и более охлажденные части все более и более приближаются к гранитам, а внизу обособляются такие основные породы, как перидотиты. Отдельные магмы (и происходящие из них горные породы) располагаются, в общем, согласно с их удельным весом.

Такая последовательность, конечно, может в отдельных случаях нарушаться вследствие усложнения процесса другими, второстепенными обстоятельствами. Может быть, одним из наиболее важных в этом отношении процессов является повторное расплавление уже обособившихся от родоначальной магмы и затвердевших, но еще нагретых масс. Такое расплавление может захватывать, по видимому, не только значительные участки горных масс, попавшие в соответствующие термодинамические условия, но оно может локализоваться в отдельных небольших участках или узких зонах, например, вдоль трещин. В таких вновь расплавленных частях массивов при остывании их опять возможна дифференциация, уже не зависящая от ранее происшедшей дифференциации всего массива. Механические воздействия при этом еще более могут усложнить явление дифференциации, выжимая отсюда последние остаточные продукты кристаллизационного процесса. Может быть, таким путем образуются встречающиеся иногда среди массивных пород тонкие жилки,

образованные минералами не последних остатков кристаллизации, как это бывает обычно, а, наоборот, состоящие из главных минералов вмещающей породы, кристаллизующихся несколько раньше.

### *Другие причины дифференциации.*

В описанном выше процессе кристаллизационной дифференциации теми частицами, которые, перемещаясь, чаще всего утлая, производят эффект дифференциации, являются кристаллы, т. е. твердая фаза гетерогенной системы, какую представляет в этот момент магма. Но бывают случаи, когда такими частицами является жидкая фаза или даже газообразная, т. е. первоначальная магма распадется на две несмешивающиеся при данных условиях жидкости, или в ней выделяются газовые пузырьки, переносящие некоторые составные части первоначальной магмы. Кроме того, перенос компонентов в магме может совершаться без распада ее на несколько механически разделяющихся фаз путем молекулярной диффузии растворенных компонентов, или, наконец, переноса ионов под действием электролиза.

Явлению распада магмы на две несмешивающихся жидкости—ликвации—некоторые петрографы придают, и особенно ранее придавали, очень большое значение. Однако, нельзя не признать, что за редкими исключениями все рассуждения о роли ликвации в магмах построены на аналогиях. Можно считать установленным несмешиваемость сульфидной и силикатовой магм и, следовательно, ликвацию первоначального однородного расплава. Может быть, хотя это и не доказано, силикатовая магма не смешивается с некоторыми несиликатными расплавами (магнетит). Но опыт показывает, что в силикатовых расплавах, с которыми мы имеем дело в лаборатории, т. е. не содержащих летучих компонентов, ликвации не наступает и что, наоборот, они смешиваются во всех пропорциях. Правда, состав магмы отличается от состава искусственных силикатовых расплавов именно присутствием летучих составных частей. Мы знаем, что в некоторых случаях примесь какого-либо вещества вызывает ликвацию двух других (например, вода заставляет ликвидировать уксусную кислоту и хлороформ, прибавление щелочных хлоридов вызывает ликвацию раствора изомасляной кислоты), но из этого нельзя еще делать основательных заключений о влиянии минерализаторов на ликвацию магмы.

Доказательством ликвации является нахождение в изверженных горных породах признаков, свидетельствующих о состоянии магмы в виде эмульсии. Такие признаки усматривают в структуре такситов: некоторых полосатых габбро и нефелиновых сиенитов, в шпировых образованиях, даже в текстуре шаровых гранитов и дифференцированных жилах и в интрузивных залежах. Однако, все эти особенности могут быть объяснены и другим образом. Полосатые породы, например, возникают под влиянием конвекционных токов в на-

чавшей кристаллизоваться жидкости, шпирь могут быть включениями ранее застывших частей магматической массы и т. д. Недостаточно убедительными, особенно вследствие вторичных изменений в породе, являются также указания на структуры некоторых вариолитов, напоминающих вид грубой эмульсии.

Совершенно исключительный, редкий случай породы, в которой мы имеем как будто пример несомненной ликвации, недавно описал Таянтон с мыса Agate Point, на северном берегу Верхнего Озера в Канаде. Здесь в обнажении кварцевого порфира можно наблюдать, как в стекловатой массе породы заключены обильные стекловатые же каплеобразные шарики иного состава, имеющие  $\frac{1}{2}$ —1 дюйма в диаметре. Эти шарики иногда сливаются в полосы и, вытягиваясь, переходят в флюидальную полосчатость породы. Под микроскопом видно вторичное расстеклование как шариков, так и основной массы. Числовая характеристика состава шариков (10,7 1,1 4,0 84,2), а основной массы (10,8 1,4 6,5 81,3); порода пересыщена глиноземом,  $a' = 0,46$  и 0,6. Текстура этой породы убедительно говорит за то, что здесь в расплавленном виде существовали жидкие капли более кислого состава в жидком же расплаве основной массы.

Надо заметить, что вообще доказать ликвацию магмы по структуре или текстуре породы очень трудно. Даже в неоднородных стеклах, особенно полосчатых, эта неоднородность может получиться в результате несовершенного смешения вследствие малой способности к диффузии двух различных частей магмы, приобретших различный состав не путем ликвации, а иначе.

Если даже ликвация возможна и бывает, то в силу указанных причин мы не знаем, в каком направлении она вызывает дифференциацию, какие различия частичных магм при этом процессе возникают. Прежде Розенбуш и другие допускали существование несмешивающихся или не вполне смешивающихся «ядер», отвечающих некоторым стехиометрическим отношениям окислов. Но существование таких ядер так и осталось гипотезой; все следствия, которые из нее выводили, гораздо проще и понятнее объясняются иначе, и, в частности, кристаллизационной дифференциацией. Дэл и считает ликвацию за важный фактор дифференциации, но он понимает этот процесс своеобразно. Он ссылается на опыты Златовратского и Таманна, которые привели к заключению, что для нафталина, желтого фосфора,  $\text{CaSiH}_2\text{O}$ , калия, натрия или льда переход из твердой фазы в жидкую отмечен образованием «пластических кристаллов». Диттлер прилагает ту же точку зрения к силикату—анортиту. Исследования Шаде под микроскопом показали, что выделению кристаллов холестерина из спиртового раствора предшествует появление его в форме жидких капель и т. д. «Все эти аналогии, говорит Дэл, дают основание думать, что затвердеванию очень медленно остывающей интрузивной магмы может предшествовать длинный период, когда одно или несколько химических составляющих образуют мелкие жидкие капли или кристаллы». По существу выделение одного или нескольких компонентов из

расплава в виде ли твердых кристаллов или «пластических», или жидких капель ведет к тем же следствиям, как и кристаллизационная дифференциация, и такое представление не вносит чего-либо нового.

До сих пор широкая роль ликваии при дифференциации магмы является гипотезой, менее опирающейся на факты, чем дифференциация кристаллизационная. Законы этой ликваии остаются неясными, и мы не можем предвидеть, в каком направлении пойдет распад жидкости на несмешивающиеся жидкие фазы. Сторонники ликваии приписывают им состав тех конечных результатов, которые мы наблюдаем в дифференцированных массах: так, говорят о ликваии на гранитовую и базальтовую магмы, на полевошпатовую и железистомагнезиальную магму и т. д. Те же результаты дифференциации могут получиться и иным путем.

Главным доводом в пользу ликваии является необходимость допустить в определенных случаях существование жидких магм такого состава, который объясняется с точки зрения кристаллизационной дифференциации, как результат накопления твердых кристаллов. Например, мы знаем интрузии перидотитовой магмы или внедрившиеся в трещины жилы оливиновой породы, жилы анортозитов и других фельдшпатолитов и т. д. По теории кристаллизационной дифференциации породы такого состава получают в результате накопления твердых кристаллов. Для превращения этих сегрегаций в способную к извержению и интрузиям жидкую магму необходимо новое их расплавление. Как было указано, это не невероятно, и такая гипотеза кажется часто более правдоподобной, чем гипотеза ликваии.

Необходимо еще остановиться на дифференциации магмы, происходящей посредством диффузии некоторых растворенных ее компонентов. Приложение принципа *Sore* в петрографической литературе мы встречаем очень часто, но не всегда даже правильно понимается его смысл. Дифференциация вследствие диффузии сводится к перемещению молекул некоторых растворенных составных частей магмы. Это перемещение вызывается неравенством в осмотическом давлении, которым обладает растворенное вещество в разных частях магматической массы. Законы осмотического давления были установлены в разбавленных растворах; для случая магматических систем они имеют лишь значение идеального предела, указывающего направление процесса, но далеки от количественного их применения. Второе обстоятельство, которое надо принять во внимание,—это скорость диффузии в магме. Были сделаны попытки определить экспериментально диффузию в силикатных сплавах. Для диффузии расплава диоксида в плагиоклазовый расплав было определено, что константа диффузии примерно раз в 5 менее, чем при диффузии  $\text{NaCl}$  в воде, константа которой принимается за единицу. При такой величине диффузия не может произвести заметного эффекта при остывании интродурированной в виде лакколита или интрузивной залежи базальтовой магмы. Скорость охлаждения в этом случае настолько велика, что диффузия не будет успевать произвести изме-

нения состава. Но когда в магме присутствуют минерализаторы, значительно понижающие вязкость и, следовательно, увеличивающие скорость диффузии, и когда разность температур магматического бассейна поддерживается весьма долгое время, результаты диффузии могут стать заметными. Такие условия осуществляются в батолитах, и поэтому рассмотреть направление процесса здесь необходимо.

Действующим фактором здесь, как сказано, является осмотическое давление растворенного компонента. Процесс сводится к выравниванию осмотического давления повышением концентрации растворенного компонента в более холодных частях. Чтобы решить, какие же составные части магмы являются растворенными и увеличивают в охлажденных частях свою концентрацию, вспомним сказанное на стр. 103. Там мы видели, что существует непосредственная зависимость между осмотическим давлением и понижением точки затвердевания (кристаллизации) раствора. Наличие осмотического давления компонента А вызывает понижение точки затвердевания. Следовательно, в холодных частях будет увеличиваться концентрация этого компонента А, прибавление которого понижает точку затвердевания. Состав охлаждаемых частей будет, таким образом, приближаться к составу эвтектики или, говоря вообще, изменяться в сторону увеличения его легкоплавкости. Приложение принципа Соре отнюдь не влечет непременно «концентрации тяжелых железисто-магнезиальных составных частей по периферии», как это часто неверно представляют. Наоборот, чаще охлаждаемые части, принимая более легкоплавкий состав, должны делаться более кислыми и легкими, обогащаясь вместе с тем минерализаторами. Меланократовая краевая фация отнюдь не может быть вызвана явлением Соре.

Насколько сказывается влияние диффузии при дифференциации магмы количественно, оценить мы пока не можем. При статическом равновесии, в неравномерно нагретом идеальном растворе, концентрация обратно пропорциональна абсолютной температуре. Отсюда рассчитывают (Харкер), что даже при довольно значительном различии температур, например, наибольшей  $1200^{\circ}$  и наименьшей  $1100^{\circ}$ , отношение концентраций будет сравнительно не велико (в данном случае 107:100), но возможна при благоприятных условиях и большей разнице температур и более значительная дифференциация. Пределом концентраций является, как мы видели, эвтектическая смесь.

Диффузия более тяжелых молекул вниз может происходить под влиянием силы тяжести (принцип Гуи и Шаперона), но едва ли эффект ее может быть значительным.

Сильнее может происходить перемещение вещества при диффузии, если растворенное вещество где-либо удаляется из раствора. В таком случае в этом месте его осмотическое давление равно нулю, и сюда направляются диффузионные токи из соседних частей. Такой процесс несомненно происходит при выделении растворенных в магме летучих составных частей. Накопление продуктов такой деятельности глубинных фумарол в контактовой зоне объ-

ясняется все новым и новым притоком вещества к контакту из более удаленных частей магматического очага.

Наконец, перемещение вещества в форме ионов при электролитических процессах в магме совсем еще не изучено. Возможность такого процесса, указанная Бреггером еще более 25 лет тому назад, подтверждается отчасти и опытами (Дельтер). Например, при пропускании электрического тока через расплавленные лейцитит и монцонит, к которым примешивалось некоторое количество хлоридов, получались стекла, различно окрашенные у разных электродов.

### *Влияние минерализаторов. Кристаллизация гранитовой магмы.*

Основные черты изменений в составе первичной базальтовой магмы, приводящие, в конце концов, к образованию из нее второй главной магмы—гранитовой, как мы видели, сводятся прежде всего:

- 1) к общему повышению кислотности до появления избытка  $\text{SiO}_2$ ,
- 2) к изменению состава плагиоклаза, делающегося при этом все более и более богатым щелочами,
- 3) к резкому убыванию в магме феррических составных частей.

Эти особенности являются, прежде всего, следствием термических диаграмм главнейших систем минералов. Мы видели, что они могут быть выведены уже из рассмотренных простейших диаграмм:

форстерит—диопсид—кремнекислота;

анортит—форстерит—кремнекислота;

анортит—альбит—диопсид.

Параллельно с указанными изменениями в составе магмы в ней происходит во время кристаллизационной дифференциации накопление летучих компонентов или минерализаторов, придающих своеобразный характер расплаву. Влияние летучих компонентов прежде всего проявляется в реакциях между магматическим расплавом и выделившимися на более ранней стадии феррическими минералами. Под влиянием накопления в магме минерализаторов пироксен превращается в роговую обманку, а в еще более поздней стадии вместо роговой обманки появляются слюды. Таким образом, феррические минералы образуют ряд, характеризующийся существованием реакций между магмой и выделившимся ранее минералом. Ряд этот прерывный: превращение пироксена в амфибол, амфибола в слюду—определенные этапы в изменении состава магмы. Существование такого рода минералов, превращающихся один в другой путем реакции с остаточным раствором, имеет важное значение в петрогенезисе. Последовательность образования этих минералов вполне определенная. Здесь не может иметь места выделение то одного минерала раньше другого, то, наоборот, другого в зависимости от относительного количества компонентов, как это мы встречаем в случае эвтектики. В этом отношении имеется хотя и отдаленное сходство такого рода минералов с непрерывным рядом изоморфных смесей того типа, как мы имеем в плагиоклазах. При

кристаллизации плагиоклазов последовательность появления также всегда определенная. Всегда, при нормальных условиях, более основной плагиоклаз кристаллизуется раньше. Еще более сходства с инконгруэнтными системами типа форстерит—энстатит—кремнезем, где последовательность выделения силикатов вполне определенная.

Характеристикой достигнутой стадии изменения магмы при ее эволюции может служить, как мы видели, кислотность Плагиоклаза в породе. Плагиоклазы представляют непрерывный ряд минералов, при образовании которых имеет место также взаимодействие ранее выделявшихся членов этого ряда и магмы, но в отличие от фемических минералов здесь нет скачков в изменении состава плагиоклаза.

Этими двумя рядами минералов—1) непрерывный ряд силикатных минералов—плагиоклазы и 2) прерывный ряд фемических минералов,—определяются главные особенности минералогического состава наиболее распространенных изверженных пород. Изменения в обоих рядах происходят параллельно, и это определяет основные особенности парагенезиса силикатных и фемических составных частей пород. Для габбро характерно совместное нахождение основного плагиоклаза (лабрадора) и моноклинного пироксена, в диоритах кислотность плагиоклаза возрастает до андезина и олигоклаза, и вместе с тем цветной минерал представлен здесь роговой обманкой; в граводиоритах и гранитах, где мы встречаемся с наиболее кислыми плагиоклазами, роговая обманка вытесняется слюдой. Одновременно с тем резко убывает относительное количество цветного минерала, а взамен того на более поздних стадиях появляется кварц.

Количество минерализаторов в магматическом расплаве все время возрастает. Конечная стадия дифференциации—гранитовая магма рассматривалась (Фогт и др.), как почти эвтектический (анхивтектический) расплав кварца и щелочного полевого шпата. Это определение требует, однако, оговорки. Кроме тех составных частей, которые мы находим в граните, в гранитовой магме присутствуют летучие составные части, являющиеся существенными ее компонентами. Прототипом гранитной магмы является не бинарная эвтектическая система, а по меньшей мере тройная система из одного летучего и двух нелетучих компонентов, которая была рассмотрена выше на стр. 172—173.

В действительности, конечно, при застывании гранитной магмы мы имеем дело с явлением несравненно более сложным. В такой магме нельзя видеть богатый минерализатором расплав щелочного полевого шпата и кварца. Вероятно, молекулы полевого шпата в этих условиях распадаются на более простые группы окислов: может быть мы имеем в расплаве алюминаты щелочей и другие соединения, но пока нет достаточных фактических данных для суждения об этом. Поэтому на приведенную выше систему, которую можно назвать системой гаплогранитовой, приходится смотреть лишь как на схему, и схему еще очень грубую. Тем не менее недостаточная изученность и трудность экспе-

риментального изучения таких систем заставляет ограничиваться хотя бы этой схемой. Ее рассмотрение дает возможность отметить самые главные моменты в кристаллизации и дифференциации гранитной магмы, пользующейся, как мы видели, среди горных пород на земной поверхности распространением не меньшим, чем магма базальтовая, и имеющей еще большее, чем она, значение в строении верхних зон земной коры.

Остановимся вкратце на главнейших моментах кристаллизации гаплогранитовой магмы.

Как мы видели, кристаллизация такой системы начинается с выделения одного из нелетучих ее компонентов—в нашем идеальном случае кварца или полевого шпата в зависимости от того, какой из них находится в избытке по сравнению с эвтектическим соотношением. Состав остаточного раствора достигает этой эвтектики, одновременно обогащаясь летучим компонентом. Дальнейшая кристаллизация нелетучих компонентов полевого шпата и кварца происходит одновременно, причем их количественное соотношение остается более или менее постоянным. Остаточный раствор все более и более обогащается летучими составными частями. Как видно, кристаллизация в гаплогранитовой системе в первые стадии отвечает простой эвтектической схеме бинарной системы: выделение избыточного над эвтектическим составом компонента приводит к одновременной кристаллизации обоих нелетучих компонентов в эвтектическом отношении. Обогащение остаточного раствора летучим компонентом вызывает, как мы знаем, особые свойства в этом растворе: он обладает внутренним напряжением газовых составных частей, в высокой степени подвижен и, в зависимости от величины внешнего давления, действующего на систему, магматический расплав, по мере его обогащения летучим компонентом, или непрерывно переходит из состояния расплава во флюидную фазу, или на определенной стадии остывания происходит явление вскипания, быстрая кристаллизация эвтектического состава и образование новой газовой пневматолитовой фазы (см. фиг. 89, стр. 172).

Первые стадии кристаллизации разбираемой системы могут рассматриваться, как тип кристаллизации собственно гранита; флюидная и пневматолитовая фаза отвечает аплитовой и пегматитовой магме, являющейся последними остатками при застывании гранитной магмы, примыкающими с другой стороны уже к гидротермальным растворам. Возрастание внутреннего напряжения газов, вызванное накоплением минерализаторов в остатках кристаллизации гранитовой магмы, вызывает разрывы и разломы в уже застывшей массе гранита, куда устремляются эти флюидно-пневматолитовые остатки кристаллизации и, застывая, дают те аплитовые и пегматитовые жилы, которые так характерны для гранитовых массивов. Образование их является неизбежным следствием особенностей застывания гранитовой магмы.

Соотношения между аплитами и пегматитами в некоторых случаях можно объяснить естественным ходом кристаллизации. В случае, если давле-

ние не настолько велико, чтобы воспрепятствовать вскипанию магмы с образованием пневматолитового раствора, это вскипание сопровождается быстрой эвтектической кристаллизацией остатков гранитной магмы. Эта быстрая кристаллизация дает мелкозернистые аплиты, одновременно образуется пневматолитовая газовая или флюидная фаза, состав которой отличается от аплитов лишь большим количеством летучих составных частей, воды и пр. При медленной одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата из этой фазы образуется пегматит. Кристаллизация пегматита в таком случае происходит несколько позднее, чем аплита. С этим согласуется наблюдающееся иногда нахождение пегматитов среди гранитового массива в центральной части жил, залебанды которых образованы аплитами. При других условиях давления соотношения между аплитами и пегматитами могут быть не столь простыми, и такие случаи действительно наблюдаются в природе.

Обогащение летучими компонентами ведет вместе с тем к обогащению теми редкими элементами, которые образуют соединения с этими летучими. В нормальной гранитовой магме такие редкие элементы находятся в состоянии большого рассеяния и не заметны в большинстве случаев. В пегматитах они концентрируются в заметном количестве. Таковы H, F (в подчиненном количестве Cl), B, Be, Li, Mn, редкие земли, Th, U, Zr, Ti, Sn, Si, Wo, V, P, Al. Также присутствуют карбонаты, сульфиды и сульфосоли, соединения хрупких металлов. Целый ряд различных типов пегматитов устанавливается по этим редким соединениям, в них присутствующим.

Как остаток при кристаллизации пегматитов получается пневматолитовый раствор, меняющий в свою очередь свой состав в дальнейшем процессе эволюции. Подобно тому, как в изверженных породах изменение состава остаточного расплава ведет к реакции между ним и уже выделившимися кристаллами и к превращению и замещению этих кристаллов другими минералами (например, амфиболитизация пироксена), так и в пегматитах пневматолитические остаточные растворы при дальнейшем изменении их состава действуют на минералы пегматитов. Очень характерно, например, для этих пород позднейшее замещение первичных полевых шпатов альбитом, иногда даже альбитизация кварца, развитие слюды; редкие минералы пегматитов часто развиваются метасоматически на месте главных минералов породы.

Появление при высоком давлении флюидной фазы, обладающей большим внутренним давлением, ведет к ряду других особенностей гранитовых массивов. Высокая подвижность флюидных растворов и их внутреннее давление делают их в высокой степени способными к проникновению в массу окружающих, особенно сланцеватых, пород. Пегматиты встречаются часто в виде тончайших жилок преимущественно по сланцеватости породы, обычны чечевицеобразные формы залегания их, выклинивающиеся со всех сторон без видимой связи с материнским телом. Такие чечевицы могут быть рассматриваемы, как раздувы или пузыри в сланцевой массе, заполненные под давле-

нием пневматолитовыми (флюидными) растворами, из которых выкристаллизовывалась пегматитовая масса. Тонкое проникновение пегматитовым и аплитовым материалом сланцеватых пород переходит иногда в сплошное пропитывание их, иногда в импрегнацию рассеянными кристаллами полевого шпата (фельдшпатизация) и ведет к образованию гнейсов, все более и более приближаясь по составу к граниту. Граница между изверженной породой и окружающими ее метаморфизованными осадками таким образом сглаживается и делается почти или совсем незаметной. Наблюдения показывают, что пегматитовая магма способна ассимилировать вещество боковых пород, растворяя их вновь, перекристаллизовывая и давая, таким образом, начало породам, вещественный состав которых представляет настоящую смесь материала изверженного и осадочного. Частичное переплавление последнего под влиянием проникающих в осадочную толщу газовых и флюидных растворов и кристаллизация образующегося таким образом гранитового расплава является дальнейшей стадией этого ряда процессов, процессов гранитизации метаморфизируемых слоев.

При меньшем давлении изменения боковых пород под влиянием гранитной магмы менее значительны и имеют характер нормального контактового метаморфизма. Таким образом, в зависимости от давления различаются два типа контактов гранита: один, сопровождаемый гнейсификацией боковых пород, тонкой инъекцией и фельдшпатизацией, и другой—с изменением боковых пород в контактовые роговики. Различие этих двух типов объясняется разницей в условиях обособления флюидных последних остатков кристаллизации гранитной магмы и их проникновения в толщу боковых пород.

### *Общие замечания о дифференциации.*

Из рассмотрения дифференциации магмы в целом можно сделать некоторые заключения относительно общего направления этого процесса.

Дифференциация, как мы видели, есть результат явлений, вызванных нарушением равновесия в физико-химической системе, какую представляет из себя магма. Из состояния нарушенного равновесия она приходит к его восстановлению при новых создавшихся условиях. Магматическая система, так сказать, приспосабливается к этим новым условиям. При этом она претерпевает изменения, кристаллизуясь, выделяя из себя некоторые части и меняя, таким образом, свой состав.

В этом приспособлении к новым условиям существования есть известная, хотя бы и очень грубая аналогия с процессом выживания наиболее приспособленных в органическом мире, и в известном смысле можно говорить об эволюции магмы так же, как мы говорим об эволюции организмов. Магма проходит ряд этапов, каждый из которых при застывании дает горную породу, являющуюся отдельным петрографическим видом. Отдельные виды являются,

как видим, генетически связанными, и в известном смысле можно говорить о генетическом ряде или о «родословном древе» изверженных горных пород.

Выше мы проследили, как, в общих чертах, идет при дифференциации изменение состава базальтовой магмы, в которой теперь с наибольшей вероятностью можно видеть магму первичную. Мы видим, что в течение всего этого процесса состав магмы изменяется таким образом, что остаток ее делается все более и более легкоплавким, способным сохранять жидкое состояние при все более и более низких температурах. Эвтектика остается жидкой при более низких температурах, чем неэвтектический состав; расплавы веществ, образующих твердые растворы, выделяя при застывании более тугоплавкие кристаллы, делают более легкоплавкими; летучие вещества, накапливаясь в остающейся жидкой магме, понижают ее точку плавления. Наконец, в пневматических и термальных растворах поствулканического периода мы встречаемся с дальнейшими последними стадиями того же процесса.

Основным движущим фактором дифференциации является остывание магмы, падение ее температуры, и, как бы в противовес этому, магма, меняя свой состав, становится способной оставаться жидкой при температурах все более и более низких.

Рассмотрение процесса остывания, кристаллизации и дифференциации магмы уясняет, каким образом эти изменения происходят. Они являются, как мы видели, следствием свойств образующих магму компонентов. Геометрическое выражение этих свойств мы имели в термических диаграммах, и, как мы видели, ход дифференциации можно вывести из особенностей этих диаграмм. Таким образом может быть выведен из них ряд последовательных изменений магмы, приводящих к образованию габбро (базальта), диорита, гранита, и, следовательно, зная диаграммы систем главных породообразующих минералов, мы можем предвидеть основные черты в направлении дифференциации. Но, в свою очередь, различные типы термических диаграмм неизбежно вытекают из принципа рассеяния энергии и могут быть выведены математически, пользуясь понятием термодинамического потенциала. В своем месте (часть II) был дан ряд примеров этого вывода для бинарных и тройных систем. Важность таких выводов теперь понятна. Они связывают с самым общим законом эволюции вселенной, законом энтропии, свойства изучаемых физико-химических систем, а применение последних к реальным явлениям магматических процессов приводит к установлению основных закономерностей в дифференциации магмы.

Высказанное в общей форме положение, что дифференциация и кристаллизация магмы должны регулироваться законом энтропии, еще мало дает для понимания этого процесса. Важны те логические звенья, которые связывают общий принцип с его проявлением в природе.

Дифференциация магмы—очевидное следствие ее охлаждения. Охлаждение—непрерывная потеря энергии, за счет которой совершаются процессы

дифференциации, потеря способности к дальнейшим превращениям, ведущая к постепенному умиранию магматического очага.

При этом постепенном умирании магма, делаясь все более легкоплавкой, проявляет как бы стремление к сохранению существования возможно более продолжительное время. Если можно так выразиться, в эволюции магмы видно как бы стремление как можно дольше отсрочить неизбежное окончательное ее умирание, с последними моментами которого связано появление флюидных и пневматолитовых растворов, из которых образуются пегматитовые жилы.

При дифференциации магмы из однородного магматического бассейна образуется неоднородная масса; в распределении отдельных типов магмы в этой массе существуют некоторые общие закономерности. Из механизма кристаллизационной дифференциации следует, что в нижних частях бассейна должны накапливаться более тяжелые и вместе с тем раньше выделяющиеся составные части магмы. Эта дифференциация направляется к расслоению первичной однородной массы базальтового или близкого к нему состава с образованием на дне ее ультраосновного перидотитового слоя и с выделением у кровли кислых продуктов дифференциации гранитового состава. Такое распределение пород действительно наблюдается в некоторых больших габбровых массивах. К тому же результату направлено действие и других агентов дифференциации. Молекулярная диффузионная дифференциация (по принципу *Соре*) стремится привести к обособлению в более охлажденных частях бассейна наиболее легкоплавкой эвтектоидной части магмы. Пределом этого является магма гранитовая, а наиболее охлажденными частями бассейна в общем случае являются его верхние части. Газовый перенос и диффузия летучих составных частей, приближающие состав магмы к тому же гранитовому продукту дифференциации, направлены также в верхние части магматического бассейна. Все главнейшие причины, вызывающие неоднородность магмы, действуют в одном и том же направлении и, в конце концов, ведут к послойному расщеплению магмы от гранитов вверху до перидотитов внизу. Разумеется, это лишь идеальный предел. Явление протекает в слишком сложных условиях, чтобы его можно было уложить в простую схему, но схемы необходимы, как первое приближение, когда мы изучаем сложные явления природы.

Процессы дифференциации магмы происходят в разнообразных геологических условиях, и изменение этих условий не может не отразиться на их течении. Подобно тому, как в лаборатории экспериментатора или в заводской практике можно, изменяя ход процесса, получать различные результаты, так и в лаборатории природы под влиянием геологических сил, влияющих на течение процесса дифференциации, получаются различные ассоциации горных пород, являющихся продуктами этой дифференциации.

Они зависят, таким образом, от всей геологической обстановки: от окружающих более древних пород, от сопутствующих процессу дифференциации тектонических явлений, от способа извержения (*mise en place*) и проч.

Эта идея о причинной зависимости особенностей генетически связанных между собою изверженных пород от геологической обстановки, в которой протекает процесс дифференциации магмы, в последнее время была выражена Гольдшмидтом (1922) в представлении о существовании поколений (Stamm) или генетических рядов изверженных пород, обнимающих каждый совокупность комагматических, т. е. происходящих из одной дифференцирующейся магмы, пород, и различающихся между собой или, наоборот, сходных в зависимости от различия или сходства петрографических признаков и геологических условий нахождения этих поколений пород.

Такая идея, конечно, не нова. Она высказывалась и раньше. Мы сейчас перейдем к одному из приложений ее—к объяснению взаимных отношений изверженных пород. Это весьма важный и сложный вопрос об образовании щелочных пород,

### *О щелочных породах.*

До сих пор речь шла, главным образом, о наиболее распространенных, обычных, так сказать, нормальных породах ряда габбро—диорит—гранит или базальт—андезит—риолит. Кроме этого ряда пород, так называемого, тихоокеанского или известково-щелочного типа, встречаются, хотя и гораздо реже, породы щелочного или атлантического типа, не укладывающиеся в пределы нормального ряда. Как уже говорилось раньше, появление этих пород, очевидно, связано с какими-то особыми условиями их образования, видоизменяющими течение дифференциации таким образом, что вместо обычных пород «тихоокеанского» типа возникают эти своеобразные и редкие породы.

Вопрос заключается в том, каковы эти особые условия магматической эволюции.

Прежде всего необходимо вкратце формулировать, в чем заключается основное различие пород известково-щелочных и щелочных. В отношении химического состава это различие ясно выражается на диаграмме составов пород в расположении фигуративных точек. Точки, отвечающие щелочным породам, смещены от полосы точек нормальных пород в сторону увеличения параметра  $a$ . Это смещение, очень резкое в более кислом конце ряда (нефелиновые сиениты), менее резко в основной части ряда. Сравнивая положение точек щелочных пород с ближайшими точками нормального ряда, можно говорить об относительном смещении их в направлении оси  $OA$ , или же в сторону, противоположную вершине  $S$ , т. е. щелочные породы относительно обогащены щелочами или соответственно обеднены кремнекислотой. Нельзя указать такого абсолютного предела величины того или другого параметра числовой характеристики или содержания того или другого окисла, который отделял бы породы щелочные от щелочноземельных. Здесь имеет значение относительное количество составных частей породы. Очень характерным для ще-

лочных пород является повышенное содержание некоторых элементов редких вообще, таковы  $TiO_2$ ,  $ZrO_2$ , редкие земли,  $Cl, S$  и др.

В минералогическом составе щелочных и известково-щелочных пород существует резкое различие в крайних типах. Так, резко характеризует щелочные породы присутствие фельдшпатов и щелочных цветных минералов, пироксенов и амфиболов. Но это резкое отличие далеко не всегда проявляется в породах этого типа. В породах с менее резко выраженным щелочным характером признаки последнего могут быть замечены, например, в появлении значительного количества ортоклаза в богатых феррическими минералами разновидностях или в ненормально кислом плагиоклазе базальтовых пород и т. д. Качественно в минералогическом составе этих пород мы почти не найдем существенных отличий от пород нормального ряда, тогда как и химический состав их, и геологические соотношения с несомненностью указывают на принадлежность к щелочному типу.

Щелочные и известково-щелочные породы не резко отграничены одни от других, наоборот, они связаны переходами. Пожалуй, уже к таким переходным типам относятся нормальные (не щелочные) сиениты.

До сих пор относительно происхождения щелочных пород мы имеем только гипотезы, более или менее вероятные. В 1903 году Бекке была выдвинута гипотеза изначального существования двух особых магм—щелочной и щелочно-земельной. Согласно этой гипотезе те и другие породы представляют особые независимые генетические ветви. В настоящее время накопилось уже такое количество наблюдений над совместным нахождением и связью обоих этих типов, что указанную гипотезу приходится считать мало вероятною. На ней мы не будем останавливаться.

Все другие гипотезы пытаются объяснить происхождение щелочных пород из той же магмы, как и пород известково-щелочных, отыскивая причины тех своеобразных отличий их в химическом и минералогическом составе, которые были выше отмечены. Две основные особенности резко бросаются в глаза—1) повышение содержания щелочей и 2) относительный недостаток кремнекислоты (десиликация). Каждая из гипотез оттеняет сильнее то ту, то другую из этих особенностей.

Большое значение десициации придается в ассимиляционной гипотезе Дэли, имеющей много сторонников.

Согласно этой гипотезе, щелочные породы возникли в результате сплавления известняков с магмой нормального типа и последующей дифференциации. Вплавление известняков вводит в состав магмы известь и углекислоту. «Вследствие своего сильного сродства с кремнекислотой известь образует новые молекулы более или менее сходного рода. Оседание под влиянием силы тяжести этих единиц жидких или твердых может привести к щелочному характеру остающейся жидкости. Если новые молекулы—молекулы авгита, что является наиболее обычным, то привнесенная известь связывает кремнекис-

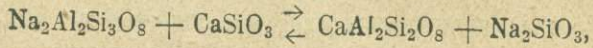
лоту в количестве, по крайней мере, в 2,5 раза более по весу. Другие молекулы вызвали бы то же самое десилицирующее действие на первичный базальт. Так как вместе с известью в состав авгита и других тяжелых молекул входит также магнезия и окислы железа, то остаточная жидкость должна быть менее железисто-магнезиальной, так же как и менее известковистой, чем первичный базальт. Таков действительно характер химического контраста между феонолитом и базальтом или между фойаитом и габбро. Десиликация и связанные с ней процессы представлены на примерах в ксенолитах и внешних контактовых оболочках, где чистые карбонатные породы часто превращены в амфиболиты, гранатовые породы и другие известково-силикатовые массы».

Кроме этой десиликации, вызванной поглощением извести, Дэли отмечает роль поглощенной углекислоты в образовании магмы щелочных пород. «Это соединение, подобно ассимилированной воде, окислам серы и т. д., не может не влиять на дифференциацию базальтовой синтектики. Вероятно, эти газы в широкой степени способны к переносу в верхние части магматической массы и местной концентрации щелочей. В каком виде щелочи переносятся, в виде ли карбонатов, гидратов, алюминатов или силикатов, еще неизвестно, но факт, что их перенос кверху происходит в широком масштабе, доказывается образованием адинолов, фельдшпатизацией пород кровли и, может быть, существованием некоторых горячих натровых источников». Непосредственное подтверждение сплавления с известняками Дэли усматривает в некоторых особенностях минералогического состава щелочных пород. 1) В некоторых нефелиновых сиенитах встречается первичный кальцит, в них распространен также канкринит. 2) Нефелин, лейцит, содалит, нозеан, гаюин, анальцит, корунд, шпинель и, вероятно, мусковит являются характерными минералами щелочных пород. Все эти минералы «недосыщенные» кремнекислотой и, по мнению Дэли, они могут образоваться из магмы, из которой отнята кремнекислота описанным способом. 3) Местный избыток извести в щелочных магмах отмечается не только первичным кальцитом, но довольно обычным развитием мелилита, скаполита, волластонита, известкового граната. Содержащие известь титанит и перовскит также распространены в некоторых видах щелочных пород. 4) Известняки нередко содержат углеродистые соединения. Графит в некоторых нефелиновых сиенитах, по Дэли, может быть связан с поглощением таких известняков.

В подтверждение гипотезы сплавления Дэли приводит довольно длинный список совместного нахождения известняков и щелочных пород.

Относительно гипотезы Дэли можно сделать несколько замечаний. В основе ее лежит допущение расщепления полевошпатовой молекулы по реакции такого типа:  $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 4\text{CaCO}_3 = 2\text{NaAlSiO}_4 + 4\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ . В какой мере эта реакция происходит в магме, мы не знаем. В лаборатории таким путем нефелина до сих пор не удавалось получить и, таким образом, мы имеем дело с процессом, относительно которого можно строить только гипотезы, а

который, в большинстве случаев, кажется мало вероятным. Возможно, что в магме, где присутствуют минерализаторы, происходит диссоциация молекул альбита (и ортоклаза):  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \rightleftharpoons \text{NaAlSiO}_4 + 2\text{SiO}_2$ ; тогда вышенаписанная реакция с известью становится скорее осуществимой. С другой стороны, влияние извести на полевой шпат может выражаться в образовании апортитовой молекулы.  $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 4\text{CaO} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{Na}_2\text{SiO}_3 + 3\text{CaSiO}_3$ . Последнее превращение можно представить, как дальнейшую за деспликацией стадией процесса  $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 4\text{CaO} = 2\text{NaAlSiO}_4 + 4\text{CaSiO}_3 = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{Na}_2\text{SiO}_3 + 3\text{CaSiO}_3$ . Превращение, выражаемое последним равенством или



может идти в зависимости от термодинамических условий. К сожалению, пока неизвестны теплоты образования нефелина и апортита, и предвидеть априорно течения реакций мы не можем.

Обращаясь к наблюдениям в природе мы видим, с одной стороны, действительно, залегание нефелиновых пород в контакте и видимой тесной связи с известняками (район Haliburton-Bancroft в Онтарио, остров Альбё, Боготольский голец, Заравшанская долина в Туркестане); в других случаях влияние известняков очень сомнительно (напр., Миасс) или нет и признаков его (Кольский полуостров, Гренландия). Таким образом, не всегда можно говорить о связи щелочных пород с известняками. Список месторождений, который дает Дэли, еще не может служить доказательством такой связи, ибо из совместного нахождения известняка и щелочной породы еще нельзя говорить о причинной связи их. С другой стороны, далеко не всякий контакт с известняком отмечен появлением щелочных пород. Наоборот, повидимому, более распространенное явление при этом—обогащение апортитовыми молекулами расплава, появление более основного плагиоклаза, исчезновение кварца, если был избыток  $\text{SiO}_2$ , появление диопсида и т. д., т. е. образование диоритовой и габброидной фаций. Это говорит как будто за то, что выше написанная реакция взаимодействия нефелина и метасиликата кальция действительно ведет к образованию апортита и натрового силиката. Последний переходит в остаточный магматический раствор и затем частью выносятся в выделениях из магмы, как это происходит при упоминаемом в цитате из Дэли образовании адиолов и др. Известные примеры таких изменений изверженной породы многочисленны. (Гора Магнитная, район Богословских месторождений, Concepcion del Oro в Мексике, Haute Ariège в Пиринеях, некоторые контакты Финляндии, массив Bushweld в Трансваале и т. д.).

Таким образом, не всегда щелочная порода связана с известняками и, что справедливо в еще большей степени, не всегда взаимодействие магмы на известняки ведет к образованию щелочных пород. Уже поэтому одним только сплавлением с известняками объяснять их происхождение нельзя. Минерало-

гические особенности щелочных пород, на которые ссылается Дэли, отнюдь не необходимо требуют привноса извести в магму. Даже такие минералы, как кальцит, волластонит и т. п., могут образоваться за счет извести, содержащейся в самой магме при подходящих для этого особых условиях. Синтектическая гипотеза Дэли, таким образом, далеко не беспорна.

Еще менее вероятной геологически представляется синтектическая гипотеза Иенсена, допускающая переплавление соленосных отложений первичного океана для объяснения повышенного содержания щелочей в породах «атлантического» типа.

Другие гипотезы усматривают причину образования щелочных пород в магматической дифференциации, происходящей при особых условиях. И в этих гипотезах выдвигается вперед то десиликация, то обогащение щелочами первичной магмы.

Дифференциационная гипотеза была предложена Боуэном в таком виде. На стадии развития базальтовой магмы, достигшей состава биотитового гранита и в меньшей степени в предыдущих стадиях, в жидкости, вероятно под влиянием концентрации  $H_2O$  и др. минерализаторов, происходят реакции, главная особенность которых заключается в расщеплении полисиликатовых молекул на более простые ортосиликатовые, среди них  $KAlSiO_4$  и  $NaAlSiO_4$ . Осаждению  $KAlSi_3O_8$ ,  $NaAlSi_3O_8$ ,  $KAlSiO_4$ , связанной в слюде, и  $SiO_2$  в кварце, отвечает концентрация в жидкости других молекул. Это, главным образом,  $NaAlSiO_4$  и летучие составные части, вода, хлор и т. д. и соединения с ними. Если кристаллы, выделяющиеся на стадии биотитового гранита, включая кварц, тонут в жидкости, концентрация  $NaAlSiO_4$  возрастает, наконец, до степени, когда начнет осаждаться нефелин. Результат концентрации  $CO_2$ , S,  $SO_3$ , Cl и т. д. может быть достаточной причиной для осаждения таких соединений, как канкринит, лазурит, гаюин и содалит, минералов обычных в нефелиновых сиенитах и связанных с ними породах.

Дифференциация при кристаллизации в такой весьма жидкой щелочной магме будет происходить очень легко, и может произойти образование обоих высоко фемических и высоко щелочных (богатых фельдшпатоидами) типов. Более «основные» типы щелочных пород, однако, не во всех случаях являются основными продуктами дифференциации нефелиново-сиенитовой магмы. Реакции предварительного выделения кварца и биотита начинаются на ранней стадии в кристаллизации базальтовой магмы, и отделение этих минералов может произойти на стадии, дающей происхождение кварцевым диоритам или гранодиоритам. Таким образом, при благоприятных условиях создается возможность образования щелочной магмы на стадиях много раньше стадии биотитового гранита. Благоприятные условия, по Боуэну, состоят, повидимому, в том, что могут оседать не только плагиоклазовые кристаллы и фемические минералы, но в достаточном количестве и кварцевые кристаллы. Таким образом, могут получиться основные щелочные магмы, из которых могут обра-

зоваться такие породы, как базаниты, а также и нефелиновый сиенит, как легкий продукт дифференциации.

На пути от нормального биотитового гравита к нефелиновым сиенитам проходит важная стадия щелочных гранитов и сиенитов.

В этих представлениях (1915 г.) Боуэна принимаются два момента в процессе образования щелочных пород: 1) расщепление полисиликатовых молекул и образование таким путем  $\text{NaAlSiO}_4$  и 2) гравитационная дифференциация с отсадкой из магмы кварца. Позднее (1922 г.), изучая явление плавления калиевого полевого шпата и придя к заключению об инконгруэнтности точки плавления ортоклаза, этот же автор пытается приложить к объяснению образования щелочных лейцитовых пород эту особенность системы лейцит—кремнезем. Удаление из расплава выделяющегося лейцита, вследствие обволакивания его кристаллов другим веществом (ортоклазом) или гравитационной дифференциации, приводит к позднейшей кристаллизации в остатке смеси ортоклаза и кварца. Таким образом могут получиться из богатых ортоклазом магм сначала лейцитовые породы, и лишь потом застывает кислая остаточная масса. Процесс подобен тому, который имеет место в системе форстерит—кремнезем.

Боуэн, как видим, объясняет образование щелочных пород кристаллизационной дифференциацией нормальных магм, главным образом, под влиянием силы тяжести. В этом объяснении упускается из вида главная особенность этой группы пород—это их исключительное, редкое нахождение в природе. Исключительность условий их образования остается необъяснимой, и совершенно непонятно, почему, скажем, нефелиновые сиениты, которые по Боуэну образуются нормально при дифференциации гранитовой магмы путем того же процесса, как происходят и другие породы, не появляются если не в каждом, то в большинстве гранитовых батолитов. Кажется мало вероятным также и самый процесс отсадки ранее выделившихся кристаллов кварца.

В дифференциации видит причину образования щелочных пород и Smith (1913 г.). Исходя из факта, что щелочные породы составляют ничтожную долю по сравнению с нормальными, он рассматривает их, как дери́ват универсальной субщелочной магмы, и из относительного богатства щелочных пород редкими элементами и минерализаторами заключает, что дифференциация в широкой мере происходила под влиянием последних. Смит обращает в особенности внимание на распределение в изверженных горных породах редких элементов. Для щелочных пород характерно (по Уошингтону) относительное обогащение Li, Be, Ce, Yt, Zr, Ur, Th, S (в  $\text{SO}_2$ ), F, Cl, Sn (?), при чем эти элементы характерны особенно для натровых пород. Для калиевых нужно отметить также Ba. Для субщелочных пород характерны: для железных магм—Ti, Va, Mn, Ni, Co; для магнезиальных—Cr, Pt, для известковистых может быть Ti и P. Контраст между щелочными и субще-

лочными породами резкий. При этом нельзя не заметить, что редкие элементы щелочных пород в общем те же, какие характерны для пегматитовых жил, в образовании которых, мы знаем, играют важную роль минерализаторы. Вместе с концентрацией редких элементов в пегматитах концентрируются также заметно щелочи и глинозем. Аналогия между явлением концентрации некоторых элементов в пегматитах по сравнению с материнской породой и таким же соотношением между щелочными породами и щелочноземельными, взятыми в целом, по мнению Смита, слишком разительна, несмотря на разницу в масштабе явления, чтобы быть случайной.

Важная роль минерализаторов в образовании щелочных пород, как мы видели, признается и авторами других гипотез. В представлениях Боуэна гидролиз и расщепление полисиликатовых молекул, ведущие к образованию щелочных пород, связаны с накоплением минерализаторов. Дэли приписывает большую роль «воскрешенной» (resurgent) при ассимиляции известняка углекислоте, являющейся одним из факторов переноса щелочей при последующей дифференциации, ведущей к образованию щелочных магм. По мнению Смита действующими агентами являются ювенильные газы. В некоторых случаях присутствие газов в магме щелочных нефелиновых сиенитов наглядно выражается в развитии грубо-зернистых пегматоидных разностей у кровли изверженных масс. Очень наглядные примеры этого находим в лакколитах Gooderham и Crescenic в окрестностях Онтарио. Быть может, это же мы имеем в Хибинском массиве нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове.

Является вопрос, почему, однако, накопление минерализаторов в одном случае приводит к образованию пегматитов гранитового состава, в другом — магмы элеодитовых сиенитов. Во многих месторождениях, напр., в Haliburton County (Онтарио), также в Ильменских горах, в области Христиании и др. встречаются одновременно и гранитовые пегматиты, и нефелиновые сиениты в связи с обычно преобладающими количественно гранитами. В таких случаях особенно остро встает вопрос о различии в условиях образования тех и других пород. Смит не останавливается на этом, указывая лишь, что для обособления щелочных магм от щелочноземельных необходимы условия, благоприятные для дифференциации. Такие условия осуществляются, по его мнению, в районах, не захватываемых горообразующими тангенциальными движениями, где относительная устойчивость благоприятствует дифференциации и выработке щелочной магмы. В этом автор видит причину связи между распространением щелочных и щелочноземельных пород и характером тектоники, что давно было отмечено Харкером (1896 г.).

Общие положения о ходе дифференциации магм, богатых летучими компонентами, которые были изложены выше, поясняют, каким образом может измениться ход дифференциации таких систем и ее результаты.

Мы видели, что в этих случаях дифференциация связана с магматической дестилляцией, и состав дестилляционного остатка, который, в конце кон-

цов, превращается в горную породу, зависит от течения этой дистилляции. С другой стороны, течение дистилляции зависит от давления, под которым система при этом находится. В естественных процессах дифференциации магмы действующее на магматическую систему давление изменяется в силу сопровождающих эти процессы явлений тектонических. Таким образом, тектонические движения, регулируя режим выделяющихся из магмы эманаций, могут оказывать влияние на ход дифференциации.

Как уже сказано, на связи тектоники с распространением того или другого типа изверженных пород настаивал особенно Х ар к е р. Различая две основных ветви изверженных пород—щелочноземельную или субщелочную и щелочную, он указывал, что распространение пород щелочных приурочено к областям, характеризующимся радиальным направлением дислокаций, наоборот, субщелочных—с областями складчатого горообразования. Как известно, первый тип строения земной коры получил название атлантического и второй—тихоокеанского. Для пород новейшего времени распространение пород той и иной ветви приурочено к области Атлантического и Тихого Океанов. Критиками Х ар к е р а были указаны многочисленные исключения, но, тем не менее, нельзя не признать, что в общих, грубых чертах указываемая им связь между тектоникой и характером изверженных пород существует. Там, где области развития различных типов находятся по соседству, границы между ними представляют определенные тектонические линии, или в их распространении отражаются те или иные тектонические особенности строения области.

С точки зрения представлений о роли давления, как регулятора процесса магматической дистилляции, которые были изложены выше, становятся понятными и связь типа пород с тектоникой, и существование многочисленных исключений из общего правила. К образованию щелочных пород могут привести такие изменения давления в течение процесса дифференциации, какие осуществляются, главным образом, в областях с атлантическим типом тектоники. Эти изменения давления связаны с характером горообразующих движений в земной коре. Таким образом, тектоника, с одной стороны, и появление щелочных или щелочно-земельных пород, с другой, являются двумя следствиями одной и той же причины, но отнюдь не связаны непосредственно причинной зависимостью. Поэтому и приходится признать, что лишены почвы те возражения против основной идеи Х ар к е р а, которые опираются на существование исключений из общего правила распределения тихоокеанской и атлантической ветви пород в зависимости от соответствующего типа тектоники. Повидимому, с радиальными движениями, характеризующими область распространения атлантического типа, связаны резкие изменения величины давления. Но такие же изменения могут возникать, как преходящее явление, и в областях типичной складчатости и могут здесь также отразиться на течении дифференциации магмы и привести к образованию щелочных пород.

Считая изменение состава летучих компонентов магмы главным фактором образования щелочных пород вместо нормальных, щелочноземельных, мы естественно должны прийти к некоторым выводам относительно возможных соотношений между породами того и другого типа. С большой вероятностью можно допустить, что отклонения от нормального течения дифференциации, приводящего к ряду нормальных пород, могут возникнуть на разных стадиях этого нормального течения. Мы видели, что нормальный ряд ведет от магмы габбро через диориты к гранитам. На каждой последующей стадии магма все более обогащается минерализаторами, и, следовательно, все более и более сильно на происходящие в ней физико-химические процессы могут оказывать действие изменения давления. Всего сильнее они могут отразиться на гранитовой магме, но еще далеко не достигнув гранитовой стадии, в магме, подвергающейся тем же воздействиям, может измениться нормальное течение дифференциации в сторону образования щелочных магм. Таким образом можно ожидать существования нескольких ветвей щелочных пород, примыкающих к различным исходным типам пород нормальных. Наиболее типичными и резко выраженными рядами будут те, которые примыкают к кислым магмам, богатым минерализаторами. Менее отчетливо проявление этой связи можно ожидать в средних и основных породах. Природные соотношения как будто подтверждают это. Типична и распространена связь нефелиновых сиенитов с гранитами, менее характерен парагенезис щелочных базальтовых пород с породами нормального базальтового типа или такие соотношения, как, например, между некоторыми габбро и связанными с ними монцонитами и т. п. Мы смотрим, таким образом, на щелочные породы, как на отдельные ветви, уклоняющиеся в сторону от нормального ряда более распространенных пород, и главную причину этого видим в изменении хода дифференциации, связанном с изменением в составе минерализаторов. Последнее, повидимому, обуславливается изменением давления и вызывающими его тектоническими движениями. Возможны, однако, и другие причины. Fo ue, например, считает, что при образовании нефелиновых сиенитов области Онтарио главную роль играли ювенильные газовые составные части магмы. Отмечая замещение ортоклаза альбитом, альбита—нефелином и в некоторых случаях нефелина—содалитом, он видит в этом следы постепенного обогащения остаточной магмы натром и предполагает, что главными агентами переноса щелочей были агенты пневматолитиза. Нефелиновые сиениты образовались в период интрузии и последующей дифференциации гранитовой магмы, дававшей также одновременно и гранитовые пегматиты. По мнению Fo ue'a, присутствие известняков, в массу которых интродировала гранитная магма, влияло на состав пневматолитических выделений. В противном случае из тесной связи нефелиновых сиенитов и гранитовых пегматитов в пространстве и во времени пришлось бы заключить, что одни и те же агенты—магматические газы—привели к обособлению из гранитовой магмы в одно и то же время двух

весьма различных магм. Таким образом, признавая изменение состава магматических газов за действующий фактор в образовании щелочных пород, Foуе причины этого изменения видит в химическом взаимодействии магмы и известняка. Здесь мы видим гипотезу, занимающую среднее положение между гипотезами Daly и Smith'a.

Мы видим насколько разнообразны могут быть мнения относительно щелочных изверженных горных пород и видим, что до сих пор приходится довольствоваться гипотезами. Однако, кажется очень вероятным высказанное выше предположение, что эти редкие породы являются как бы боковыми ветвями нормального ряда, появляющимися вследствие особых исключительных условий, в которых протекает дифференциация родоначальной магмы, и что на эти условия оказывает влияние характер движений в земной коре.

### *Ассимиляция.*

Некоторые петрографы приписывают большое значение явлениям ассимиляции магмой боковых пород. При этом значение ассимиляции представляется в особенности важным, если принимать, как это делают некоторые, что ассимиляция ведет к дальнейшей дифференциации, получившейся в результате сплавления «синтектической» магмы.

Иногда при этом пользовались, как подтверждением таковому взгляду, также грубыми аналогиями, указывая, например, что прибавление некоторых веществ вызывает даже ликвидацию определенных растворов. Возможность сплавления пытались объяснять понижением точки плавления при прибавлении какого-нибудь вещества к расплаву другого. Но из аналогий еще нельзя делать прочных выводов, а понижение точки плавления есть частный случай эвтектических систем, не приложимый к горным породам вообще. Достаточно вспомнить, что, например, прибавление более основного плагиоклаза не понижает, а повышает точку плавления более кислого.

Некоторые заключения о возможности и о течении процесса ассимиляции можно, однако, сделать из рассмотрения тех же установленных опытом простейших диаграмм плавкости силикатов, которые приведены выше. Необходимо прежде всего решить вопрос об источнике теплоты, потребной для растворения твердой боковой породы магмой. Количество этой теплоты можно оценить из таких соображений.

Теплота растворения твердого тела в жидкости может быть рассматриваема, как состоящая из двух слагаемых: теплоты плавления твердого тела и теплоты смешения двух жидкостей (взятого раствора и расплавленного твердого тела). Теплоту смешения можно найти из сравнения теоретической кривой плавкости, вычисленной по известной формуле  $\frac{T-T_0}{T} = \frac{2T_0}{Q} \ln x$ , из температур плавления растворителя, концентрации и раствора, скрытой теплоты,

с действительно наблюдающейся кривой. При совпадении их указанное смешение жидкостей происходит без термического эффекта. Если теоретическая кривая лежит выше действительной, как, например, в растворах диопсида в анортите, при смешении выделяется теплота, если ниже (как для диопсида в альбите),—теплота поглощается. Такое вычисление для анортита—диопсида и альбита—диопсида было сделано. Максимальное развитие теплоты 720 cal происходит при смешении 0.47 мол. анортита с 0.53 мол. диопсида, поглощение тепла в 790 cal происходит при смешении 0.48 мол. альбита с 0.52 мол. диопсида. Это составляет в обоих случаях, примерно, 3 cal на гр. Скрытая теплота плавления анортита 29000 cal, диопсида 23420 cal. Отсюда видно, что теплота смешения сравнительно ничтожна, и мы можем считать, что потребное количество теплоты примерно равно скрытой теплоте плавления. Для растворения анортита в диопсиде она несколько меньше, для растворения альбита в диопсиде несколько больше.

Откуда же эта теплота берется? Высказывают взгляды, что источником ее может явиться перегрев магмы. Такой перегрев мы можем ожидать при быстром поднятии магмы с глубоких горизонтов в более верхние. Перегрев может получиться также вследствие экзотермических реакций газовых составных частей магмы, отчасти вследствие превращения механической энергии интрузирующих сил в тепло. Во всяком случае, иногда наблюдали (L a s g r o i x и v. J h o n) оплавление глыб гнейса, погруженного в базальт, свидетельствующее о перегреве. Если высчитывает, что при охлаждении базальта от 1300° до 900° может расплавиться до 38% гнейса, хотя как будто бы эта цифра преувеличена.

Но все-таки перегрев магмы имеет, повидимому, ограниченное распространение. Как мы видели, постоянство магматических очагов заставляет признать, как весьма вероятное, состояние магматического бассейна близким к застыванию, допускающим то застывание, то новое расплавление. Это может быть лишь в случае состояния близкого к насыщению. Кроме того, в длительно существующем магматическом бассейне вообще не вся его масса находится в состоянии одинакового перегрева. В верхних и более охлажденных частях магма может быть уже кристаллической, в более нагретых внизу она еще жидкая. В промежуточных слоях находится смесь жидкости с взвешенными в большем или меньшем количестве кристаллами. Естественно, что в большинстве случаев извергающиеся массы, особенно в батолитах, поднимающихся обрушением кровли, происходят из более верхних частей магматических очагов, уже начавших кристаллизоваться и потому являющихся насыщенными. Трудно поэтому допустить значительный перегрев извергающейся магмы. Возможно, в некоторых случаях при поднятии магмы происходит растворение уже начавших выделяться кристаллов, и может даже получиться некоторый перегрев, но едва ли он может быть значительным.

Таким образом, нет достаточных оснований считать перегрев магмы играющим значительную роль при ассимиляции. Это заставляет обратиться

к рассмотрению тех случаев растворения и ассимиляции чуждого магме материала, которые могут иметь место в случае ее насыщенного состояния, близкого к началу кристаллизации. Такие случаи, естественно, мы встречаем, когда прибавляемое вещество вступает в взаимодействие с жидкостью, и происходит изменение в его составе и в составе жидкости. Представим простейший случай: расплав плагиоклазового состава находится в состоянии насыщения; в этом состоянии только начинается выделение кристаллов плагиоклаза, несколько более богатого анортитом, чем жидкость. Прибавим в эту жидкость некоторое количество плагиоклаза еще более основного, предварительно нагретого до температуры жидкости. Система, состоящая из данной жидкости и прибавленного плагиоклаза, при данной температуре не может находиться в равновесии: прибавленный плагиоклаз начнет растворяться, а вместо того будут выделяться кристаллы плагиоклаза того состава, который при этой температуре находится в равновесии с жидкостью. Эти кристаллы—более кислого состава, чем прибавленные; на их образование пойдет частью вещество жидкости, частью вещество растворяющихся более основных плагиоклазов, и относительное количество жидкости изменится. Таким образом, хотя жидкость была в состоянии насыщения, при прибавлении нового вещества оно как бы растворяется, и вместо того выделяются кристаллы другого состава, но это не есть растворение в том смысле, как мы говорим, например, о растворении соли в воде. Это есть взаимодействие между жидкостью и прибавляемым веществом. Количество кристаллического вещества при этом процессе увеличивается, и за счет этого увеличения происходит освобождение некоторого количества теплоты; мы имеем дело таким образом с экзотермическим процессом.

Мы не можем, конечно, прибавить к насыщенному плагиоклазовому расплаву более кислого плагиоклаза при той же температуре, ибо последний, будучи более легкоплавким, при этой температуре был бы жидким. Но если прибавить его при более низкой температуре, именно той, когда он еще тверд (при температуре его плавления), то произойдет следующее. Прибавленные кристаллы и жидкость должны принять некоторую среднюю температуру. При этом произойдет нагревание и расплавление прибавленного тела, а вместе с тем охлаждение первоначальной жидкости. Так как последняя находится в состоянии насыщения, то ее охлаждение вызовет кристаллизацию; на счет теплоты, выделяющейся при этой кристаллизации, и происходят нагрев и расплавление прибавленных кристаллов. Теплоемкость силикатов по сравнению с скрытой теплотой плавления ничтожна, и приблизительно на расплавление прибавленного плагиоклаза потребуются столько же теплоты, сколько выделяется при кристаллизации такого же количества вновь образующегося плагиоклаза. Когда установится равновесие, мы будем иметь жидкость более богатую альбитом, чем прибавленный плагиоклаз и кристаллы находящиеся с ней в равновесии и, следовательно, более богатые анортитом. Относительное количество жидкости несколько возрастет по сравнению с тем, которое было бы,

если бы жидкость кристаллизовалась до этой температуры равновесия без прибавления более кислого плагиоклаза. Процесс, требующий таким образом превращения твердого в жидкость,—эндотермический.

То, что сказано о плагиоклазах, справедливо и для случаев других рядов твердых растворов, какими является большинство породообразующих минералов. При прибавлении тех членов ряда твердых растворов, которые ближе к тугоплавковому концу ряда, происходит убывание жидкости, и процесс взаимодействия экзотермичен, при прибавлении членов ряда, более близких к легкоплавковому концу, количество жидкости несколько увеличивается и процесс эндотермичен. Жидкость в последнем случае меняет состав, приближаясь к более легкоплавковому концу ряда.

Понятно, что в случае более сложных поликомпонентных растворов, напр., базальтовой магмы, процесс не так прост, но существо явления остается тем же самым. Подобно тому, как в явлениях кристаллизации свойства плагиоклазового ряда отражались и в более сложных системах, куда плагиоклазы входили, как составная часть, так и при явлениях ассимиляции рассмотренные выше особенности изоморфных рядов сохраняют свое значение. Сущность явления, как мы видели, связана с взаимодействием между жидкостью и кристаллами.

В магматических системах, кроме рассмотренных случаев твердых растворов, явление взаимодействия раствора и жидкости происходит и при реакции того типа, который мы встречаем в простейшем виде в системе форстерит— $\text{SiO}_2$ .

Возьмем этот простейший случай (фиг. 53, стр. 133). Насыщенный расплав состава среднего между тем, который отвечает точке излома на кривой плавкости, и эвтектикой: клиноэнстатит +  $\text{SiO}_2$ , будет не насыщен по отношению к прибавляемому к нему форстериту. Последний начинает растворяться, состав жидкости от этого делается более бедным  $\text{SiO}_2$ , чем насыщенный клиноэнстатитом раствор при этой температуре, т. е. он пересыщается клиноэнстатитом, и последний сейчас же выделяется. Таким образом происходит превращение прибавляемого форстерита в клиноэнстатит. Это не есть просто отнятие из раствора  $\text{SiO}_2$ , нужного для реакции  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 = 2\text{Mg SiO}_3$ . Выделение клиноэнстатита сопровождается изменением состава жидкости по кривой плавкости, и количество выделяющегося клиноэнстатита значительно больше, чем то, которое может получиться из форстерита согласно написанному уравнению.

Если, обратно, к расплаву, насыщенному форстеритом, прибавим клиноэнстатит (с температурой  $1557^\circ$ , равной температуре превращения), то, во-первых, эта прибавка вызовет некоторое охлаждение более горячего расплава, а затем клиноэнстатит будет расплавляться за счет теплоты, выделяемой при кристаллизации форстерита, начавшейся при охлаждении насыщенного раствора. В конечном результате прибавленный клиноэнстатит переходит

в раствор, увеличивая количество жидкости, при одновременном выделении форстерита.

Мы видим, таким образом, в случае прибавления форстерита к расплаву, насыщенному клиноэнстатитом, превращение форстерита в клиноэнстатит и, наоборот, в случае прибавления клиноэнстатита к жидкости, насыщенной форстеритом, переход клиноэнстатита в жидкость и выделение форстерита. При нормальном ходе кристаллизации, как мы знаем, выделяющийся сперва форстерит превращается потом в клиноэнстатит. Таким образом, мы видим, что при прибавлении минералов первого выделения (форстерит) в жидкость, насыщенную минералом последующего выделения, происходит превращение первого во второй, в случае же прибавления в жидкость, насыщенную минералами первого выделения, минералов позднейшего выделения происходит увеличение количества жидкости, приобретающей состав, позднее застывающий, чем первоначальная жидкость.

Соотношения, подобные тем, что существуют между форстеритом и энстатитом, мы знаем и среди других минералов: пироксен превращается в роговую обманку, последняя в слюду. Так, если куски пироксеновой породы попадают в магму, из которой нормально кристаллизуется роговая обманка, то они не растворяются в ней, переходя в жидкость, а превращаются в амфибол. Такие явления, например, обычны при прорыве пироксенитов плагионитами и пегматитами.

После сказанного можно понять главные особенности воздействия магмы на более древние изверженные породы. Мы видели, что наиболее распространенные изверженные породы нормального известковощелочного типа располагаются в такой ряд: перидотитовые породы, габбро и базальты, диориты и андезиты, гранодиориты и дациты, граниты и риолиты. В том порядке, как они перечислены, мы переходим последовательно от пород более ранних стадий дифференциации к породам более поздних стадий. Сравнивая минералогический состав этих пород, мы видели две особенности. Породы более поздних стадий дифференциации характеризуются, во-первых, более кислым плагиоклазом и, во-вторых, цветными минералами, которые образуются путем реакции магмы с цветными минералами более ранних стадий дифференциации: авгит габбро сменяется амфиболом в диоритах и слюдой в гранодиоритах и гранитах. Эти главные особенности и определяют ход процесса при взаимодействии магмы с ранее образованной изверженной горной породой. Надо различать два случая: 1) на породу более ранней стадии дифференциации действует магма более поздней стадии дифференциации, например, гранитовая магма действует на включения габбро и 2) обратно,—на породу поздней стадии дифференциации действует магма более ранней стадии, например, базальтовая магма действует на гранит.

Из предыдущих соображений ясно, что гранитовая магма не может в строгом смысле слова растворять включения габбро (или других пород,

более ранних стадий дифференциации). Она реагирует с минералами этих включений, превращая их в другие минералы: основные плагиоклазы заменяются более кислыми, пироксен превращается в амфибол, далее в слюду и т. д. Эти превращения могут сопровождаться дезинтеграцией включений и рассеянием продуктов реакции в массе гранита, так что их трудно отличить от обычных составных частей этой породы. Включения совершенно «ассимилируются», но не растворяются.

Если, наоборот, базальтовая магма действует на включения гранита, то последние становятся частью жидкости, при одновременном выделении нормальных минеральных составных частей базальта. Жидкость, особенно если эти выделяющиеся минералы удаляются из нее погружением или иначе, изменяется в составе, приближаясь к составу включений, и ее дальнейшая дифференциация идет своим чередом, приводя, в конце концов, в граниту. Тот естественный процесс дифференциации базальтовой магмы, приводящий в конечном счете к образованию магмы гранитовой, как бы усиливается под действием ассимиляции гранитовых включений. Количество гранитового продукта дифференциации базальтовой магмы может значительно возрасти от этого.

По мнению Дэли, многие граниты являются результатом растворения гранитов более древних базальтовой магмой и позднейшей дифференциации.

Изложенная теория ассимиляции Боуэна поясняет сущность этого процесса. Как видим, здесь нет надобности в том перегреве базальтовой магмы, которую допускал Дэли.

Очень интересный и важный пример такого процесса ассимиляции материала более древних изверженных пород позднейшими продуктами дифференциации и изменения состава последних представляет формация жильных пород, залегающих в наиболее основных и древних продуктах магматической дифференциации—в дунитах и пироксенитах. Среди этих пород встречаются разнообразные жилы, начиная от жильных пироксенитов (в дунитах) до плагиоклазитов разного состава и, наконец, до плагиаплитов; очень распространены жилы состава меланократовых диоритов и даже гориблендитов—так называемые иситы. Однако, изучение этих жильных пород показывает, что, по всей вероятности, они получились, как результаты изменений одной и той же плагиаплитовой магмы, под влиянием взаимодействия ее с веществом вмещающих пород. В уральских платиновых массивах эта плагиаплитовая магма является, по видимому, конечным продуктом кристаллизационной дифференциации той же магматической массы, из которой обособились ранее и основные породы. В других случаях (на Урале же или в описанных Гордоном североамериканских месторождениях) альбититы и другие плагиоклазиты, иногда с корундом, а также и диоритовые породы получаются при взаимодействии более древних ультраосновных пород с несвязанной с ними непосредственно гранитовой или пегматитовой магмой. Этими случаями взаимо-

действия магмы и вещества более древних изверженных пород мы здесь ограничимся.

Сложнее процесс ассимиляции магмой осадочных пород. Состав последних не отвечает составу продуктов, выделяемых из магмы на какой-либо из стадий ее развития. Прибавляя вещество осадочных пород в такую поликомпонентную систему, какой представляется магма, мы, конечно, не вносим новых элементов. Окислы  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и др., входящие в состав осадочной породы, присутствуют и в магме; некоторые минералы осадочных пород те же, что и в породах изверженных, а, кроме того, при нагревании осадочные породы переходят в метаморфические (роговики), в которых число минералов, общих с породами изверженными, значительно больше,—тем не менее и валовой химический, и минералогический состав осадочных пород чаще резко отличается от состава пород изверженных. Прибавление их может вызвать химические реакции между их веществом и магмой, и в результате химических реакций появляются новые соединения, ранее в расплаве отсутствовавшие, число компонентов магматической системы и условия ее равновесия изменяются. Однако, необходимо иметь в виду, что реакции между веществом осадочных пород и магмой большей частью являются эндотермическими и требуют определенного количества теплоты. Так, например, в случае захвата магмой карбонатных пород требуется теплота и для превращения карбоната в силикат, и для дальнейшей ассимиляции силиката в расплаве. Если магма перегрета, ее перегрев может быть источником теплоты, но если она находится в состоянии насыщенного раствора, то прибавление, скажем, известняка или доломита не вызовет просто растворения этих пород в магме. Так как это процесс эндотермический, то необходимо для него получить из магмы теплоту, которая может быть получена лишь при кристаллизации из жидкости твердого вещества. Этим кристаллизующимся веществом будет тот компонент, которым магма насыщена. Таким образом, прибавление и ассимиляция чуждого магме вещества ведет к выпадению насыщающего ее компонента. Состав остающейся жидкости обогащается составными частями ассимилируемого включения, на диаграмме концентраций фигуративная точка его перемещается не по прежнему пути от точки выделяющегося компонента, а путь ее изгибается в сторону увеличения содержания прибавляемых составных частей. Фигуративная точка состава жидкости движется, пока не достигнет линии или поверхности, когда появляется новая фаза. В составе изверженных пород большинство главных минералов представляет твердые растворы с переменным составом. Уклонение пути фигуративной точки кристаллизующейся жидкости, которое вызывается прибавлением новых составных частей, естественно прежде всего приводит к тому, что линии и поверхности диаграммы, достижения которых точкой состава жидкости связаны с появлением новой фазы, будут этой точкой встречены в другом месте, а, следовательно, и появляющаяся при этом новая фаза будет иметь иной

состав, чем в случае нормальной кристаллизации, не сопровождающейся ассимиляцией чуждых пород. Таким образом, ассимиляция, например, известняка, не вызывая появления совершенно новых минералов, будет иметь своим следствием изменение состава минералов переменного состава, пироксенов или плагиоклазов в сторону увеличения в них извести.

Как общее правило может быть высказано положение, что ассимиляция осадочных пород так же, как изверженных, вызывает появление тех минералов (фаз), которыми магма была насыщена.

Осадочные породы с точки зрения их химизма распределяются между тремя крайними группами—кварциты и песчаники, где преобладает  $\text{SiO}_2$ , глинистые породы с преобладанием алюмоокислоты, т. е.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  вместе с  $\text{SiO}_2$ , и карбонатные с преобладанием  $\text{CaO}$  (и подчиненным количеством  $\text{MgO}$ ). Не трудно предвидеть влияние ассимиляции этих трех крайних типов магмой на минералогический состав породы, из нее образующейся. Прибавление  $\text{SiO}_2$  ведет к убыванию количества оливица и возрастанию количества магнезиального пироксена, с последним связано относительное увеличение анортита за счет освобождающейся извести из пироксена. Прибавление глинистого вещества влечет увеличение анортита, и связанное с последним (вследствие израсходования на образование анортита извести) увеличение магнезиального пироксена. Поглощение извести ведет к образованию пироксена диопсид-геденбергитового ряда, увеличению анортита в плагиоклазе и связанному с этим увеличению количества магнетита и оливина. Далее, ассимиляция известняка базальтовой магмой ведет также к выделению мелилита.

В некоторых случаях в изверженной породе в результате ассимиляции магмой осадочного материала появляются минералы, более свойственные не изверженным, а метаморфическим породам. Таковы, например, кордиерит в кордиеритовых андезитах и липаритах, шпинель, корунд в некоторых основных породах, затем волластонит, перовскит в некоторых щелочных породах, гранат в кислых жильных и глубинных породах, также кианит и др. Все это такие минералы, которые образуются при контактовом метаморфизме, и в них в большинстве случаев можно видеть остатки частью поглощенных магмой продуктов контактового метаморфизма. Однако, в кислых аплитовых и пегматитовых породах их выделение могло происходить и при образовании самих этих пород, которые кристаллизуются при относительно низких температурах и высоком содержании летучих минерализаторов, т. е. в условиях, близких к условиям пневматолитического контактового метаморфизма.

Большой интерес представляет вопрос об ассимиляции осадочных пород и особенно известняков гранитовой магмой. В этом случае необходимо считаться прежде всего с богатством гранитовой магмы летучими компонентами; во-вторых, необходимо иметь в виду, что гранитовая магма, являясь одним из последних продуктов дифференциации, не может быть перегрета и представляет раствор, насыщенный некоторыми компонентами. Непосредственные

наблюдения показывают, что выделяющиеся из гранитовой магмы летучие вещества сильно реагируют на боковые породы, особенно карбонатные, превращая последние в скари. Сущность этого процесса заключается в замещении известняка соединениями кремнезема, железа и других окислов путем обменного разложения с летучими соединениями. При этой реакции образуются летучие соединения извести, которые могут частью абсорбироваться магмой. Таким путем, вероятно, происходит привнос извести в магму. Входя в состав магматического раствора, известь влияет на выделяющиеся одновременно с явлением пневматолита кристаллы. Вместо кислого плагиоклаза выделяется богатый анортитом основной, появляется пироксен диопсидового типа, заменяющий в таких породах иногда роговую обманку и слюду гранита, образуются таким образом минералы, характерные для более ранних стадий дифференциации, и в результате получается такая приконтактовая диоритовая или даже габброидная фация гранита, какую мы имеем в месторождениях, связанных с контактами гранитов и известняков, как на г. Магнитной, в Богословских месторождениях, в Концепсион-дель-Оро, а также в некоторых месторождениях Финляндии и других.

В этом случае ассимиляция извести, как видим, тоже не представляет простого растворения ее или известняка в магме, но является результатом ряда реакций, влияющих на состав выделяющихся кристаллов. К сожалению, мы знаем очень мало о характере этих реакций.

Дэли и другие авторы считают возможным объяснять ассимиляцией известняков гранитной магмой десиликацию ее, доходящую до разложения молекул полевого шпата и образования вместо них фельдшпатидов. Из всего сказанного раньше видно, что нельзя представлять этот процесс таким образом, что из жидкости, богатой полевым шпатом, получалась путем отнятия  $\text{SiO}_2$  от полевого шпата жидкость же, содержащая фельдшпатидовые молекулы. Насыщенный или близкий к насыщению раствор, вследствие эндотермической реакции десиликации, будет кристаллизоваться, и фельдшпатидовой магмы этим путем не получится. Мы не можем также сказать, что образование щелочных пород при контактах гранитов с известняками было бы обычным явлением, наоборот, чаще контакты иного рода. Очевидно, образование щелочных пород связано с другими особыми условиями породообразовательного процесса, которые и рассмотрены нами при обсуждении генезиса щелочных пород.

#### *Значение физико-химической петрографии для классификации изверженных горных пород.*

Одной из главнейших задач всякой науки о природе является естественная классификация объектов, которые ею изучаются. В петрографии вопрос классификации и систематики особенно большой вопрос, так как по существу

самых предметов изучения—горных пород, перед нашей наукой встают особые трудности. В других естественных науках мы знаем два типа классификаций: 1) та, с которой мы встречаемся, например, в минералогии, где отдельные минералы располагаются в систему на основании их химических формул и кристаллического строения и 2) система, принятая в науках биологических, где в основу положен филогенетический принцип. К изверженным горным породам не приложим ни тот, ни другой принцип в полной мере. Существующие классификации пород на основании их качественного минералогического состава имеют общие черты с типом классификаций минералов, но в породах нет прерывности, обусловленной стехиометрическими химическими формулами и кристаллической структурой, какую мы находим в минералах, и их нельзя расположить в такие правильные прерывистые ряды, как последние. С другой стороны, изверженные горные породы являются продуктами застывания магмы, изменяющей свой состав вследствие процессов дифференциации и отчасти ассимиляции, и каждая порода отмечает определенный этап непрерывно текущего процесса. Каждое состояние такой системы является следствием состояния предыдущего, и на этом основании горные породы могут быть расположены в ряд с определенной последовательностью членов, подобный ряду филогенетическому. В каждой области развития вулканических явлений независимо и самостоятельно возникают такие ряды. Они образуют то, что Гольдшмидт называет поколением (Stamm) горных пород. Эти поколения распадаются на более мелкие по объему парагенетические ассоциации горных пород, получившие от Левинсон-Лессинга уже давно название петрографических формаций, и объединяются территориально в более крупные группы пород в петрографических провинциях Джедда или комагматических областях Уошингтона. Такие естественные генетические ряды или поколения горных пород могут сравниваться между собою и по их петрографическому сходству. С этой точки зрения можно говорить об разных типах их (Stammtypen der Eruptivgesteine Гольдшмидта), представляющих более крупные классификационные единицы. Гольдшмидт различает, например, кроме нормального, типы слюдяно-диоритовый (палеозойская опдалит—трондьемитовая серия Норвегии, третичные тоналитовые породы Альп, породы Анд), мангеритовый (норвежские породы района Ekersund—Soggendal, южно-русские породы), ряд щелочных типов и др. Отчасти такую же попытку объединения сходных петрографически рядов изверженных пород в еще более крупные единицы мы находим в типах магм и трех рядах (Reihe) их: известково-щелочной, натровый и калиевый, у Ниггли.

Естественно-историческая классификация изверженных горных пород вообще должна быть выведена из сравнительного изучения таких более или менее крупных естественных групп, рядов и других ассоциаций генетически связанных между собою пород. Современные общепринятые классификационные единицы (граниты, сиениты, диабазы, андезиты и т. д.), которые иногда

неудачно называют семействами, объединяют породы, сходство которых определяется не генетической связью их между собою, а тем, что они представляют продукты застывания магм, достигших одинаковой ступени при их независимом изменении в разных областях вулканической деятельности. Такие группы не могут быть сравнимы с семействами наук биологических, представляющими определенные ветви одного филогенетического ряда; они представляют отдельные, сходные стадии эволюции. Лучше употреблять для таких классификационных единиц более общий термин, как, например, группа, разряд и т. п.

При классификации изверженных горных пород должны учитываться, таким образом, две стороны: во-первых, те общие закономерности в последовательном изменении пород, которые повторяются в разных провинциях и формациях более или менее сходных между собою, во-вторых, признаки, отличающие эти формации и провинции. И те, и другие особенности зависят от физико-химических процессов образования горных пород из магм, и законы, управляющие этими процессами, естественно, определяют в конечном счете те соотношения между горными породами, на которых должна строиться классификация.

Выше было изложено, каким образом основные положения физической химии освещают вопросы петрогенезиса. Мы видели, что в настоящее время лишь самые общие черты процессов породообразования могут быть обоснованы на более широких принципах физической химии, хотя совершенно несомненно, что в будущем все шире и углубленнее в этом направлении будет развиваться научная мысль.

Как бы мы ни были сейчас далеки от ясного понимания всех процессов образования изверженных горных пород, уже достигнутые успехи в приложении физической химии к петрографии дают возможность представить общую грубую схему систематики изверженных пород, построенной на генетическом принципе.

Схемы классификации или систематики могут быть представлены в виде геометрического образа. Можно представить совокупность классифицируемых объектов в виде совокупности некоторых геометрических элементов, проще всего точек. Группировка их в те или иные классификационные подразделения может быть изображена тогда в виде связи между этими точками. В зависимости от типа классификации эти связи могут быть двоякого рода: когда, как, например, в классификации принятой в минералогии, не устанавливается генетических соотношений между объектами, геометрически система классификации может быть представлена относительным расположением точек. Мы встречаемся с примером такого геометрического представления минералогической системы хотя бы в той пространственной диаграмме, какую мы приняли для изображения составов минералов и пород (фиг. 7, 8 и 9). Расположение фигуративных точек минералов на определенных линиях и плоскостях

и в определенных расстояниях одна от другой и изображает их положение в системе классификации.

Другого рода геометрический образ нужен для представления соотношений между объектами классификации в том случае, когда они связаны генетически, как это особенно ясно мы видим в мире органическом. Здесь важно выразить последовательность, в какой мы должны переходить от одной точки к другой, чтобы при этом следовать тому порядку, в котором объекты классификации появляются в природе путем изменения и превращения. Указывая на геометрическом изображении пути такого последовательного перехода от одной точки к другой, мы получим «родословное древо». Примеры подобных построений мы знаем в биологических науках.

В петрографии в изверженных горных породах мы имеем продукты застывания магм, которые связаны между собой генетически. Одна магма происходит при процессе дифференциации из другой, сама превращаясь далее в третью, и т. д.

Процесс этот, как мы видели, подчинен законам дифференциации, которые и являются причиной вполне определенной последовательности появления отдельных магм в генетическом ряду. Поэтому мы можем систематизировать их по принципу построения родословного древа. В сущности для каждой отдельной области развития изверженных пород можно построить свое особенное древо. Построенные таким образом они могут совпадать в случае тождественных петрографических провинций, но могут более или менее уклоняться одно от другого.

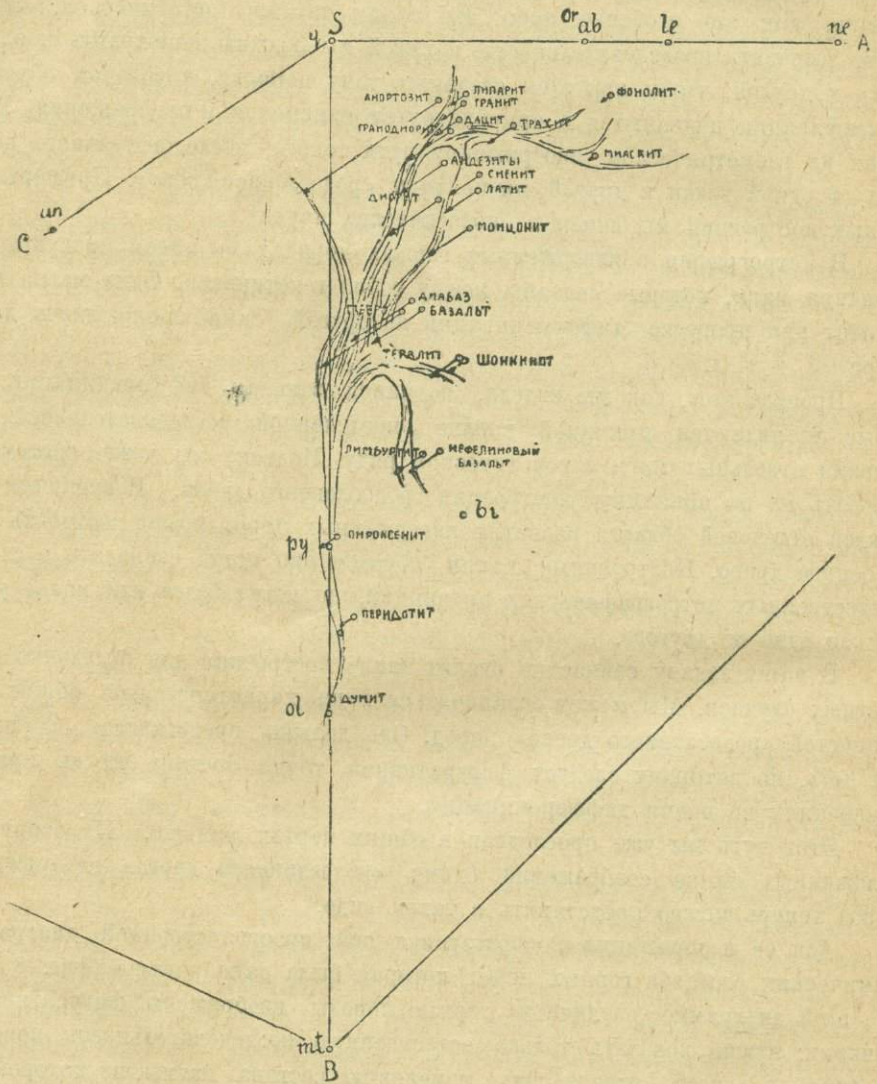
В нашу задачу сейчас не входят такие построения для отдельных конкретных случаев. Мы можем ограничиться лишь характеристикой общих особенностей «родословного древа» пород. Оно должно представлять, очевидно, тот путь, по которому следует фигуративная точка состава магмы при его изменениях во время дифференциации.

Этот путь мы уже проследили в общих чертах раньше. На основании изложенных выше соображений схему «родословного древа» изверженных пород теперь можно представить в таком виде.

Для ее изображения воспользуемся той пространственной диаграммой химических составов горных пород, которая была дана раньше (фиг. 8 и 9). На этой диаграмме различные горные породы изображены фигуративными точками; нужно показать только естественную последовательность перехода от одной к другой, отвечающую изменению состава магмы, из которой они произошли.

Исходной, родоначальной магмой мы, как было сказано, можем считать магму базальтовую. Дифференциация ее дает, во-первых, нормальный ряд изверженных пород, все более и более кислых, связывающий две наиболее распространенных группы пород: базальта-габбро и гранита-риолита. Это основной ствол родословного древа, в котором наиболее мощные части его — начало и вершина —

начальная и конечная стадия развития нормального ряда. Как особая боковая и слабая ветвь, тянется от габбро линия к аортозитам, и, на подобие корней, другая спускается к бесполовошпатовым породам: пироксенитам и дунитам.



Фиг. 94.

От гранитовой вершины тянутся отпрыски, во-первых, к аплитам и другим ультра-кислым породам, а, во-вторых, резко изменяя общее направление главного ствола, как бы отброшенная вправо, протягивается ветвь, соединяющая граниты с щелочными породами—нефелиновыми сленитами. Другие,

еще более редкие, щелочные породы изображаются точками, уклоняющимися вправо от главного ствола родословного древа. Мы видели, что их можно рассматривать, как боковые отпрыски от нормального ряда пород. На нашем родословном древе они представляются в виде ветвей, отходящих в разных местах ствола с общим направлением вправо, в сторону увеличения щелочных оснований. Все эти ветви, как мы видели, отвечают редким породам. Их направление может также меняться, и в некоторых случаях к одинаковым породам мы можем прийти по разным путям. Иногда ветви могут даже загнуться книзу, как, например, при образовании лампрофировых пород. Отметим здесь лишь две важные ветви щелочных пород: одну, которая от первичной магмы приводит к эссекситам, монцонитам и далее до нефелиновых сиенитов (или к соответствующим эффузивным породам); другую, связывающую нормальную базальтовую магму с магмой щелочных базальтоидных пород.

## Литературные ссылки.

Здесь приводятся указания лишь на некоторые главнейшие, особенно сводные работы, касающиеся предметов, затронутых в этой книге, а также имеющие непосредственное отношение к излагаемым взглядам, отнюдь не задаваясь целью дать сколько-нибудь исчерпывающий список. В предлагаемой книге я не имел цели дать систематический курс физико-химической петрографии. Для этого объем ее слишком недостаточен, и я должен был ограничиться только некоторыми отделами, которые имеют, как мне казалось, более общее значение в естественной истории изверженных горных пород. Литературные указания мы расположим в порядке изложения по главам.

Общие вопросы химизма изверженных пород рассматриваются геохимиками. Из главнейших работ упомянем:

Clarke, F. W. The data of geochemistry, ed. U. S. A. Geol. Survey. Bulletin 695, 1920.

Washington, H. S. The chemistry of the earth's crust. Journ. of Frankl. Inst. 1920, Vol. 190.

Ферсман, А. Е. Геохимия России. Вып. I. Научн. Хим. Техн. Изд. 1922.

Vernadsky, W. La Géochimie. Paris. Alcan. 1924. Глава II.

Обзор химических соединений, представленных в минералах изверженных пород, дает:

Iddings, J. P. Igneous rocks. Vol. I. New-York. 1909.

Сравнение химических составов изверженных пород при помощи разных числовых характеристик:

Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Труды С.П.б. Общества естествоиспытателей. Том XXVI, вып. 5. 1898.

Федоров, Е. С. Об изучении химизма минералов и горных пород. Записки Минер. Общ. XXXVII и XXXVIII.

Его же. Химические отношения горных пород и их графическое изображение. Записки Горн. Инст. Т. I. 1907.

O s a n n, A. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine (Tschemn. Min. Petr. Mitt. XIX, 1900; XX, 1901; XXI, 1902; XXII, 1903).

Cross, W., Iddings, I. P., Pirsson, L. V. и Washington, H. I. S. Quantitative classification of igneous rocks. Chicago. 1903.

Michel-Lévy, A. Note sur la classification des magmas des roches éruptives. Bull. Soc. Géol. de France. Série. 3, 55.

Michel-Lévy, A. Contribution a l'étude des magmas chimiques dans les principales séries volcaniques françaises, application de la nouvelle classification quantitative américaine. Bull. de la Serv. de la carte Géologique de France, No 92. 1902—03. XIV.

Niggli, P. В разных работах см. особенно: Gesteins und Mineralprovinzen Band I. Berlin 1919.

Упомянем еще:

W. H o m m e l, Systematische Petrographie auf genetischer Grundlagen. Band I. Berlin 1919.

F. Wolff, Der Vulkanismus. Band II. Stuttgart. 1923.

Разбор методов графического изображения в виде диаграмм см. у Iddings'a Igneous rocks. v. I.

Превосходным курсом физико-химической петрографии является:

Boeke, H. E. — Eitel, W. Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie II Aufl. Berlin. 1923. Здесь можно найти все литературные указания.

Подробный обзор новой литературы дает Эйтель.

Eitel, W. Physikalisch-chemische Mineralogie und Petrologie. Dresden und Leipzig, 1925.

Выводы кривых плавкостей из термодинамического потенциала у van Ruy n von Alkemade (Zeitsch. f. phys. Chemi. II. 1893), Bakhuis Roozeboom. (H. 30, 1899). Имеются в подробном изложении на русском языке в книжке:

Витторф, Н. М. Теория сплавов. Петербург. 1909.

Системы с летучими компонентами рассмотрены подробно в книге:

Niggli, P. Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig. 1920 и в других его работах.

Очерк приложения законов физической химии к петрографии находим у Фогта.

Vogt. The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. Journ. of Geol. Vol. 29, 1921. Part. I—IV; Vol 30, 1922. Part. V—VI

Также его:

Die Physikalisch-chemischen Gesetze der magmatischen Differentiation (Videnskapselskapets Skrifter I Mat. - naturv. Klasse 1923. № 17).

И более ранние его статьи:

Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. Tscherm. Min. Petr. Mitt. XXIV und XXV 1905 und 1906.

The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. (Videnskapselskapets Skrifter I Mat-naturw. Klasse. 1924. № 15).

У Фогта находим ряд примеров аналитического разбора структур пород с точки зрения кривых плавкостей.

Об особенностях силикатовых сплавов у Boeke—Eitel, у Vogt'a, также хорошая сводка у С. Doelter'a в его Handbuch der Mineralchemie.

Важнейшие термические диаграммы систем минералов (Здесь приведены некоторые оригинальные статьи, имеющие общее значение).

Fenner, Cl. N. The stability relations of the silica minerals. Am. Journ. Sc. 186. 1913.

Ferguson, I. B., Merwin, H. E. The melting points of cristobalite and tridymite. Am. Journ. of Sc. 46, 1918; S. 417 и ff.

Белянкин, Д. С. К полиморфизму кремневой кислоты. Извест. Геологич. Ком. 1924. Т. XLIII, № 9.

Mäkinen, E. Über die Alkalifeldspäte. Geologiska Föreningens i Stockholm. Förhandlingar. Band 39. H. 2. 1917.

Alling, H. L. The mineralogy of the feldspars, p. I. The Journ. of Geol. Vol. XXIX, № 3.

Winchell, A. H. Studies in the feldspar group. The Journ. of Geology, XXXIII № 7. 1925.

Bowen, N. L. The melting phenomena of the plagioclase feldspars. Amer. Journ. of Sc. (4) 35, 1913.

- Morey, G. W. and Bowen, N. L. The melting of potash feldspar. *Amer. Journ. of Sci.* (5) 4, 1—21, 1922.
- Bowen, N. L. The binary system  $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_3 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_3$ . *Am. Journ. Sc.* XXXIV. 1912.
- Гинзберг, А. О некоторых искусственных алюмосиликатах типа  $\text{ROAl}_2\text{O}_3\cdot 2\text{SiO}_2$ . Изв. СПб. Политехнич. Инст. XVI, 1911.
- Bowen, N. L. and Greig J. W. The crystalline modifications of  $\text{NaAlSiO}_4$ . *Am. Journ. of Sc.* X, 57. Sept. 1925.
- Shepherd, E. S. and Rankin, G. A. Die binären Systeme von Tonerde mit Kieselsäure, Kalk und Magnesia *Z. f. anorg. Chem.* 68. 1910.
- Andersen, O., Bowen, N. L. Das binäre System  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ . *Z. f. anorg. Chem.* 87, 1914.
- Ferguson, I. B., Merwin, H. E. Wollastonite and related solid solutions in the ternary system  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ . *Am. Journ. of Sc.* 48. 1919.
- Константинов, Н. и Селиванов, Б. Об искусственном получении и плавкости железисто-известковых силикатов. Извест. СПб. Политехнич. Института XVII, 1912.
- Bowen, N. L. The ternary system: diopside - forsterite - silica. *Am. Journ. of Sc.* XXXVIII, 1914.
- Andersen, O. The system anorthite - forsterite - silica. *Amer. Journ. of Sc.* XXXIX. 1915.
- Bowen, N. L. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas. *Amer. Journ. of Sc.* 236. 1915.
- Rankin, G. A. Das ternäre System Kalziumoxyd-Aluminiumoxyd-Siliziumdioxid. *Z. f. anorg. Chem.* 92, 1915, 93, 1915.
- Rankin, G. A. and Merwin, H. E. The ternary system  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ . *Amer. Journ. of Sc.* 45, 1918.
- Ferguson, I. B., Merwin, H. E. The ternary system.  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ . *Amer. Journ. of Sc.* 48, 1919.
- О газах в магме см. сводку у Вольфа.
- Wolff, F. *Der Vulkanismus*. I Band. Stuttgart. 1914
- Затем классические работы:
- Brun, A. *Recherches sur l'exhalaison volcanique*. Genève. 1911.
- Day, A. L. and Shepherd, E. S. Water and volcanity *Bull. Geolog. Soc. of America*. Vol. 24. 1913.
- Основной работой, разбирающей магматические системы с летучими компонентами, является:
- Niggli, P. *Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma*. Leipzig. 1920.
- См. также
- Boeke, H. E. — Eitel, W. *Grund. der phys.-chem. Petrographie*.
- Параллелизм между дифференциацией и кристаллизацией, указанный Бреггером (Brögger. *Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes*. B. III, 1898), неоднократно отмечался разными авторами.
- Сопоставление в виде диаграмм химических составов пород с продуктами кристаллизации сплавов минералов (с качественной стороны) делалось Фогтом.
- Vogt, I. H. L. *Über archientektische und anchinomineralische Eruptivgesteine*. *Videnskapselskapet Skrifter I Kl.* № 10, 1908.
- Взгляды на базальтовую магму, как на первичную, развиты в особенности у Дели.
- Daly, R. A. *Igneous rocks and thair origin*. New-York. 1914.

См. также:

Bowen, N. L. The later stages of the evolution of the igneous rocks. Journ. of Geol. Suppl. № 8. 1915.

Противоположный взгляд о самостоятельности гранитовой и базальтовой магм. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Петрография. 1924.

Кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы разобрана подробно Боуэном (Bowen, N. L. The later stages of the evolution of the ign. rocks).

О длительности существования магматических очагов во время процесса дифференциации — статьи Харкера.

Harker, A. Fractional crystallization the prime factor in the differentiation of rock magmas. Comptes-Rendu de la XII Congr. Géol. Intern.

Его же. Differentiation in incrustal magma basins. Journ. of Geol. Vol. XXIV. 1916.

Критические замечания о кристаллизационной дифференциации:

Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Анортозиты и мономинеральные изверженные породы вообще. Геол. Вестн. Том IV. 1918—1921 (нужно исправить вкравшуюся ошибку со стр. 80 до стр. 82), а также в частности по отношению к анортозитам.

Лодочников, В. Н. К статье Bowen, L. N. «The problem of the anorthosites» там же.

О дифференциации другого рода, кроме кристаллизационной:

Daly. Igneous rocks.

Harker, A. The natural history of igneous rocks. London. 1909.

Niggli, P. Probleme der magmatischen Differentiation. Chemie der Erde. B. I, H. 2, 1914—1919

И во многих других сводных работах. Связь принципа Соре с эвтектикой правильно указывал Белянкин.

Белянкин, Д. С. О дифференциации магмы. Сборник научн. работ в честь тридцатилетия науч. педаг. деят. Левинсона-Лессинга. 1915.

Интересный пример ликвации:

Tanton, T. L. Evidence of liquid immiscibility in a silicate magma, Agate Point, Ontario. The Journ. of Geol. V. XXXIII. № 6. 1925.

Роль минерализаторов в гранитовой магме особенно указывалась французскими авторами (Michel-Lévy).

О реакционных рядах минералов и их значении:

Bowen, N. L. The reaction principle in petrogenesis. Journ. of Geol. XXX. 1922.

Особенности гранитовой и пегматитовой магмы:

Niggli. Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma.

О пегматитах см. еще сводную работу:

Kemp, I. F. The pegmatites. Econ. Geology. № 8. V. XIX. 1924.

Отметим также интересную статью:

Hess, F. L. The natural history of the pegmatites. Engineer. and Min. Journ. Press. № 8. V. 120. 1925.

Общие принципы дифференциации затрагивались многими. Из русских укажем две статьи:

Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Об основных проблемах петрогенезиса. Извест. С.Пб. Политехнич. Инст. 1910. Т. XIV; Его же. Несколько мыслей о дифференциации и о природе магмы. Там же. 1915. Т. XXIII.

Влияние геологических условий на процесс дифференциации:

Harker, A. The natural history of igneous rocks.

Goldschmidt, V. M. Stammestypen der Eruptivgesteine. Videnskapselskapet Skrifter I Kristiania. 1922.

Главнейшие гипотезы о щелочных породах:

Daly, R. A. Igneous rocks. Его же. Genesis of the alkaline rocks. Journ. of Geol. XXVI, № 2. 1918.

Bowen, N. L. The later stag. of the evolut. of the ign. roc.

Morrey, G. W. and Bowen, N. L. The melting of potash feldspar.

Smith, C. H. The chemical composition of the alkaline rocks and its significance as to their origine. Am. Journ. of Sci. XXXVI. 1913.

О возможной роли газов также:

Заварицкий, А. Н. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. Извест. Геолог. Ком. Т. XLIII, № 3. 1924. Доклад на I Геологическом Съезде 1922 г.

Goldschmidt, V. M. Stammestypen der Eruptivgesteine.

Harker, A. The natural history of igneous rocks.

Foye, W. G. Nephelite syenite of Haliburton Country Ontario. The Amer. Journ. of Sci. XL. 1915.

О роли ассимиляции см. в указанных уже работах Левинсон-Лессинга, Daly.

Важный фактически материал у Лакруа.

Lacroix, A. Les enclaves des roches volcaniques. 1893.

О включениях также:

Edmannsdörffer, O. H. Über Einschlüsse und Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteine. Fortschr. der Min., Krist. u. Petr. B. V, 1916.

Теорию ассимиляции, изложенную в этой книге, дал Боуэн:

Bowen, N. L. The behavior of inclusions in igneous magmas. Journ. of Geol. Vol. 30, № 6. 1922.

Взгляды на образование жильных пород габбро-перidotитовой формации изложены на основании еще неопубликованных наблюдений. К этому вопросу имеет прямое отношение явление десиликации пегматитов. Об этом:

Gordon, S. G. Desilicated granitic pegmatites. Proceed. Acad. of Nat. Sci. Philadelphia V. LXXIII. 1921.

Примеры ассимиляции известняков гранитами с образованием диоритовых и габброидных пород.

Lacroix, A. Le granite des Pyrenées et ses phénomènes de contact. Bull. Serv. Carte Geol. France 64, 1898; 71, 9, 1900.

Adams, The excursion to the Pyrenées in connection with the internat. Geol. Congr. Journ. Geol. IX. 1901.

Bergeat, A. Der Granodiorit von Concepcion del Oro im Staate Zacatecas (Mexico) und seine Kontaktbildungen. N. Jahrb. f. Min. B. V. 28. 1909.

Заварицкий, А. Н. Гора Магнитная и ее месторождение железных руд. Часть I. Труды Геол. Ком. Н. с. Вып. 122.

Сущинский, П. П. Материалы по изучению контактов глубинных пород с известняками в Юго-Западной Финляндии. Труды СПб. Общ. Естеств. т. XXXIV, в. 5

Вопросы о естественной классификации изверженных пород затрагиваются в упомянутых уже выше работах: Харкера, Фогта, Дэли, Левинсон-Лессинга, Ниггли Гольдшмидта и многих других.

Перечень литературы (кроме немецкой) см. еще:

Scheumann, K. H. Ausländische Systematik, Klassifikation und Nomenklatur der Magmengesteine I. Fortschr. der Min., Krist., u. Petr. B. X, 1925.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	СТРАН.
Введение . . . . .	3
Часть I. Химический состав изверженных горных пород и способы сравнения химических составов . . . . .	8
Общее замечание о химическом составе изверженных пород . . . . .	8
Элементы первых четырех групп периодической системы, образующие главные составные части изверженных пород . . . . .	18
IV группа периодической системы (четыревалентные элементы) . . . . .	18
Группа III . . . . .	20
Группа II . . . . .	24
Группа I, щелочных металлов . . . . .	25
Элементы, образующие второстепенные составные части из- верженных горных пород и минерализаторы . . . . .	31
Группа V . . . . .	31
Группа VI и VII (Минерализаторы) . . . . .	31
Сравнение химических составов изверженных пород . . . . .	32
Формулы Левинсон-Лессинга . . . . .	33
Символы Федорова . . . . .	34
Система Озанна . . . . .	35
Американская количественная классификация . . . . .	36
Система Мишель-Леви . . . . .	39
Способ Ниггли . . . . .	40
Предлагаемый способ . . . . .	41
Геометрическое изображение химических составов горных пород . . . . .	44
Свойства барицентрических координат . . . . .	52
Числовые характеристики средних составов горных пород . . . . .	63
Часть II. Физико-химические процессы, происходящие при кристал- лизации магмы . . . . .	67
О термодинамическом потенциале . . . . .	67
Правило фаз . . . . .	69
Система двух компонентов . . . . .	70
Потенциал смеси трех веществ . . . . .	72
Потенциал однородно жидкой тройной системы . . . . .	72
Вывод диаграмм плавкости веществ не образующих твердых растворов . . . . .	72

Бинарная система компонентов не полиморфных и не образующих соединений . . . . .	72
О пересыщении . . . . .	75
Один из компонентов полиморфен. . . . .	76
Компоненты образуют соединение, не растворяющееся в твердых компонатах . . . . .	76
Случаи твердых растворов . . . . .	79
А. Взаимная растворимость компонентов в кристаллическом состоянии не ограничена . . . . .	79
В. Взаимная растворимость компонентов в твердом виде ограничена . . . . .	83
Случай изодиморфизма смешанных кристаллов . . . . .	85
Образование зональных кристаллов в твердых растворах бинарной системы . . . . .	86
Понятие о кривых плавкости тройных систем . . . . .	86
Общие свойства диаграмм таких систем . . . . .	86
Вывод диаграммы плавкости тройной системы в простейшем случае . . . . .	86
Твердые растворы в тройных системах . . . . .	92
Образование зональных кристаллов в тройных системах . . . . .	99
Система четырех и более компонентов . . . . .	100
Некоторые особенности силикатовых сплавов . . . . .	108
Вязкость и переохлаждение . . . . .	108
Скорость кристаллизации . . . . .	113
Обзор термических свойств главнейших систем минералов изверженных пород . . . . .	119
Кварц и щелочной полевой шпат . . . . .	119
Анортит и тридимит . . . . .	123
Плагиоклазы . . . . .	123
Щелочные полевые шпаты . . . . .	125
Нефелин и анортит . . . . .	129
Фельдшпаты и щелочные полевые шпаты . . . . .	131
Система $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ . . . . .	132
Система $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ . . . . .	132
Ромбические пироксены и оливины . . . . .	134
Система $\text{CaSiO}_3 - \text{MgSiO}_3$ . . . . .	135
Система $\text{CaSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$ . . . . .	136
Система $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ . . . . .	136
Тройные системы . . . . .	137
I. Диопсид - форстерит - кремнезем . . . . .	137
II. Анортит - форстерит - кремнезем . . . . .	140
III. Анортит - альбит - диопсид (гаплобазальтовая и гаплодиоритовая система) . . . . .	145
Другие тройные системы . . . . .	148
Летучие составные части в магме . . . . .	150
Бинарная система с летучим компонентом . . . . .	154
Случай, когда летучий компонент образует соединение с нелетучим . . . . .	158

	СТРАН.
Системы, где в насыщенных растворах происходят кри- тические явления . . . . .	160
Случай, когда летучий компонент образует соединение с нелетучим . . . . .	165
Тройная система с летучими компонентами . . . . .	166
1. Один компонент нелетучий и два летучих . . . . .	166
2. Два нелетучих компонента, один летучий . . . . .	170
Заклучение из рассмотрения систем, содержащих ле- тучие компоненты . . . . .	175
Опыты с системой $\text{SiO}_2 - \text{KAlO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . . . . .	177
<b>Часть III. О некоторых общих вопросах петрогенезиса . . . . .</b>	<b>179</b>
Диаграммы составов пород. Параллелизм дифференциации и кристаллизации . . . . .	180
Гранитовая и базальтовая магма . . . . .	183
Кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы . . . . .	187
Другие причины дифференциации . . . . .	192
Влияние минерализаторов. Кристаллизация гранитовой магмы . . . . .	196
Общие замечания о дифференциации . . . . .	200
О щелочных породах . . . . .	203
Ассимиляция . . . . .	212
Значение физико-химической петрографии для классифика- ции изверженных горных пород . . . . .	220
Литературные ссылки . . . . .	226

- Катехизис смазки. Пер. И. И. Воронкова. 1924. Ц. 50 коп.
- Котельников, В. Г. Что и как растение берет из почвы и из воздуха. 1925. Ц. 20 коп.
- Курбатов, В. Я. Что такое химическая война и химическая оборона. 1924. Ц. 15 коп.
- Его же. Закон Д. И. Менделеева. 1925. Ц. 6 руб. 25 коп.
- Его же. Химия коллоидов и студней и их исследований в техн. 1925. Ц. 2 р. 80 к.
- Курнаков, Н. С., акад. Введение в физико-химический анализ. 1925. Ц. 1 руб. 85 коп.
- Кюри, М. Пьер Кюри. Пер. С. А. Щукарева. 1924. Ц. 85 коп.
- Кюстер, Ф. В. Таблицы логарифмов для химиков, фармацевтов, врачей и физиков. Перев. И. П. Красникова. 1924. Ц. 1 руб. 25 коп.
- Лазарев, П. П., акад. Гельмгольц. 1925. Ц. 2 руб. 40 коп.
- Лебедев, С. В. Отравляющие вещества в военном деле. 1924. Ц. 14 коп.
- Левинсон-Лессинг, Ф. Ю., акад. Петрография. 1925. Ц. 5 руб. 25 коп.
- Леман, В. Энергия и энтропия. Пер. Г. П. Горбунова под редакцией М. А. Блох. 1924. Ц. 65 коп.
- Леммель, Р. Принцип относительности. Пер. под ред. проф. Я. Френкеля. 1924. Ц. 85 коп.
- Лейхман, Л. К. Словарик названий химических реактивов. 1924. Ц. 1 р. 10 к.
- Лукашук, А. Гелий, его применение и добывание. 1925. Ц. 60 коп.
- Лялин, Л. М. Химическая технология органических веществ, ч. II, вып. III. 1924. Ц. 1 руб. 40 коп.
- Мантель, К. Производство угольных электродов. Пер. под ред. П. П. Федетьева. 1926. Ц. 1 руб. 35 коп.
- Маркович, М. Б. Производство колесной мази. 1926. Ц. 85 коп.
- Монахов, А. Д. Как надо мочить лен. 1925. Ц. 35 коп.
- Мухачев, В. С. Средства химического нападения. 1924. Ц. 25 коп.
- Наумов, В. А. Химия коллоидов. 1925. Ц. 3 руб. 50 коп.
- Нессельштраус, Г. З. Быстрорежущая сталь. 1924. Ц. 1 руб. 20 коп.
- Никитин, Н. И. Химическая переработка древесины. 1924. Ц. 1 р. 20 к.
- Ногин, К. Смолокурено-скипидарное производство. 1924. Ц. 1 р. 20 к.
- Его же. Деттекурение. 1925. Ц. 60 коп.
- Окнов, М. Г. Производство металлов и их основные свойства. 1925. Ц. 1 руб. 45 коп.
- Омелянский, В. Л., акад. Микроорганизмы, как химические реактивы. 1924. Ц. 60 коп.
- Ост, Г. Химическая технология. Вып. I. Красящие и волокнистые вещества. Под ред. А. Е. Порай-Кошица. 1924. Ц. 1 руб. 30 коп. Вып. II. Металлургия. Пер. под ред. и с дополн. А. Л. Бабошина. 1925. Ц. 1 руб. 25 коп. Вып. III. Строительные вяжущие материалы. Стекло. Керамика. Перевод под ред. И. Ф. Пономарева. 1925. Ц. 1 р. 35 к.
- Оствальд, В. Краткое руководство по коллоидн. химии. Пер. Радченко-Шмид под ред. Б. В. Бызова. 1925. Ц. 1 руб. 75 коп.
- Павлов, М. А. Металлургия чугуна. Вып. I. 1924. Ц. 2 руб. 25 коп.
- Рабинович, А. Что каждый должен знать по химии. 1925. Ц. 50 коп.
- Радецкий, П. С. и Никитин, В. А. Логарифмическая линейка. 1925.
- Радциг, А. А. Джемс Уатт и изобретение паровой машины. 1924. Ц. 1 р. 10 к.
- Резёрфорд, Лодж, Эддингтон. Атомы, электроны, эфир. Пер. В. З. Курбатовой и А. И. Михалевица под ред. В. Я. Курбатова. 1924. Ц. 1 руб. 15 коп.
- Рюмплер. Сахарное производство. Перевод Г. И. Жукова под ред. проф. Л. М. Лялина. 1924. Ц. 10 руб.
- Сальдау, П. Я. Применение удушливых газов для истребления вредителей сельского хозяйства. 1924. Ц. 40 коп.
- Сборник памяти Л. А. Чугаева. Под ред. акад. В. Н. Ипатьева. 1924. Ц. 2 руб.
- Свен, П. В. Азбука горения. 1925. Ц. 50 коп.
- Селиков, Н. Я. Техника и рентгеновы лучи. 1925. Ц. 1 руб. 10 коп.
- Сборник докладов IV Менделеевского съезда. 1926.
- Слоссон, Е. Созидующая химия. Пер. под ред. проф. В. Н. Верховского. Вып. I. Газовая война. 1925. Вып. II. Азот и война. 1925. Вып. III. Металлы старые и новые. 1925. Вып. IV. Электрическая печь и химическая промышленность. 1925. Вып. V. Каменноугольные краски. 1925.

- Смирнов, Е. П. д-р. Земная аберрация. 1924. Ц. 95 коп.
- Содди, Ф. Радий и его разгадка. Перев. с 4 изд. Е. А. Толмачевой под ред. В. Г. Хлопина. 1924. Ц. 2 руб.
- Сообщения о научно-технических работах в Республике. Вып. XII. 1924. Ц. 90 коп. Вып. XIII. 1924. Ц. 90 коп. Вып. XIV (IV-й Съезд русских физиков) 1924 г. 1924. Ц. 2 руб. Вып. XV (Второй Съезд научных деятелей по металлургии) 1924 г. Ц. 2 р. Вып. XVI (Двенадц. Всерос. Водопр. и санитарно-технич. Съезд) 1925. Ц. 3 р. 25 к. Вып. XVII. 1925. Ц. 1 руб. 35 коп. Вып. XVIII. 1925. 1 руб. 20 коп. Вып. XIX. 1925. Ц. 65 коп. Вып. XX (IV Менд. съезд) 1925. Ц. 3 руб. 25 коп.
- Справочник Отдела Химической Промышленности имени Л. Я. Карпова. Вып. IV, А. Е. Порай-Кошиц при участии Д. Н. Грибоедова. Производство органических красящих веществ. 1924. Ц. 12 р. 50 к.
- Тананаев, Н. А. Капельный метод кач. химич. анализа. 1926. Ц. 1 р. 50 к.
- Тредвелл, Ф. Таблицы качественного анализа. Пер. Е. Д. Воловой с предисловием М. А. Блох. 1924. Ц. 1 руб. 10 коп.
- Уинни, У. О знач. работ русс. хим. для мировой химии. 1924. Ц. 35 коп.
- Успехи Биологической Химии. Под ред. акад. В. Л. Омелянского. Вып. I. 1924. Ц. 3 руб. 25 коп. Вып. II. 1925. Ц. 3 руб. Вып. III. 1926. Ц. 2 руб. 70 коп.
- Успехи современного дизелестроения. Под ред. проф. В. Ю. Гиттиса. 1924. Ц. 4 руб.
- Успехи тепловой техники. Под ред. проф. А. А. Радцига. 1924. Ц. 3 р.
- Федоровский, Н. М. Опыт прикладной минералогии. 1924. Ц. 2 руб.
- Его же. Главн. минер., употребл. в химич. промышл. 1925. Ц. 55 коп.
- Его же. Минеральн. богатства СССР и персп. их исполыз. 1925. Ц. 55 коп.
- Н. Ф. Охотники за камнями. 1925. Ц. 65 коп.
- Федотьев, П. П. Технический анализ минеральных веществ, ч. I, 1922. Ц. 1 р. Часть II. 1924. Ц. 1 р. 75 коп. Часть III, 1925. Ц. 2 р. Часть IV. 1926.
- Его же. Крупная химическая промышленность за последнее десятилетие. 1925. Ц. 1 руб. 50 коп.
- Ферсман, А. Е., акад. Химические проблемы промышленности. 1924. Ц. 45 к.
- Флаксерман, Ю. Н. Фосфоритовые удобрения и их производство в СССР. 1925. Ц. 30 коп.
- Фосфориты, как непосредственное удобрение. 1925. Ц. 3 руб.
- Фрейндлих, Г. Коллоидная химия и биология. Пер. П. М. Немзера под ред. И. Жукова. 1925. Ц. 35 коп.
- Фридендер, Р. Г. Целлулоид, его свойство и применение. 1925. Ц. 30 к.
- Хевеши, Г. В. и Панет, Ф. Радиоактивность. Пер. А. Лукашукa под ред. В. Г. Хлопина. 1925. Ц. 3 руб. 10 коп.
- Хейфец, И. Я. Патентное право. 1924. Ц. 4 руб. 40 коп.
- Химико-Технический Справочник. Ч. I. Ископаемое сырье. Под ред. акад. А. Е. Ферсмана и Д. И. Щербакова. 1925. Ц. 4 руб. Ископаемое сырье по экономическим областям СССР. Вып. II. Ц. 5 руб. 75 к.
- Хлопин, Г. В. Оборона в химической войне. 1924. Ц. 26 коп.
- Его же. Химическая промышленность и народное здоровье, ч. I, 1920. Ц. 50 к. Часть II. 1921. Ц. 50 коп. Часть III. 1922. Ц. 25 коп. Часть IV. 1924. Ц. 1 руб.
- Его же. Военно-санитарные основы противогазного дела. 1926. Ц. 2 р. 50 к.
- Чечотт, Г. О. Обогащение полезных ископаемых. Вып. I. 1924. Ц. 3 р. 25 к. Вып. II. 1925. Ц. 3 р. 45 к.
- Чугаев, Л. А. Д. И. Менделеев. 1924. Ц. 55 коп.
- Шток, А. Ультра-структурная химия. 1924. Ц. 70 коп.
- Эльманович, Н. А. Современные способы очистки питьевой воды. 1925. Ц. 1 р. 10 коп.
- Эмих, Ф. Микрохимический анализ. Перевод О. Н. Морозовой. Под ред. А. Реформатского. 1926. Ц. 2 руб. 20 коп.
- Шварц, Г. и Лауппер, Г. От обугливания сена к образованию угля в природе. Пер. Э. Э. Ивановского под ред. Г. Л. Стадникова. 1926. Ц. 1 руб. 35 коп.
- Яковкин, А. А. Основные законы и понятия химии. Вып. I. 1923. Ц. 1 руб. 50 коп. Вып. II. 1925. Ц. 45 коп.

Цена 4 руб.

У.

214