

Профессор  
В. И. ЛУЧИЦКИЙ

# ПЕТРОГРАФИЯ

ТОМ

II

Госгеолыздат ~ 1949

Проф. В. И. ЛУЧИЦКИЙ  
Действительный член Украинской Академии наук

# ПЕТРОГРАФИЯ

Том второй

## ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

ШЕСТОЕ ПЕРЕРАБОТАННОЕ ИЗДАНИЕ

*Допущено*  
Министерством высшего образования СССР  
в качестве учебника для вузов



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР  
Москва 1349 Ленинград



8422

Второй том учебника В. И. Лучицкого „Петрография“ содержит описание горных пород — магматических, осадочных и метаморфических. Описание пород сопровождается объяснением их генезиса по данным как геологических исследований самих пород, так и экспериментального изучения их в лабораториях, которое особенно усилилось в последние десятилетия. Детально описаны магматические и метаморфические породы. Осадочные породы описаны очень кратко, чтобы дать в основном представление об их вещественном составе.

Учебник предназначается как для студентов, так и для аспирантов геолого-разведочных факультетов и институтов, а также вообще для лиц, интересующихся вопросами петрографии и петрологии.

## ПРЕДИСЛОВИЕ К ШЕСТОМУ ИЗДАНИЮ

Второй том шестого издания „Петрографии“ включает в себя второй том пятого издания (1938 г.) и третий том того же учебника (вышел в 1937 г.). Такое сокращение (на один том) вызвано тем, что объем учебника слишком разросся и явилась необходимость второй том, посвященный в основном описанию горных пород (собственно петрографии), объединить с третьим томом, касающимся вопросов генетического характера (петрологии).

Так как в настоящее время имеются специальные учебники и руководства по петрографии осадочных пород (учебник М. С. Швецова, выходящий вторым изданием, и обширное руководство Л. В. Пустовалова), во втором томе осадочным породам уделяется место лишь постольку, поскольку это необходимо для того, чтобы сделать более ясными вопросы контактного метаморфизма, в частности вопросы гибридизации, контаминации, гранитизации, генезиса гранитных магм и т. д. Основное значение во втором томе придается вопросам состава, структуры, условий залегания, генезиса пород магматических и метаморфических.

Для того чтобы пользоваться вторым томом, необходимо хорошо усвоить первый том, в котором изложены вопросы кристаллооптики, методики петрографических исследований (главным образом образом микроскопической) и описаны порообразующие минералы.

Гениальное учение Е. С. Федорова о теодолитном методе изучения порообразующих минералов изложено в специальных курсах М. А. Усова, А. К. Подногина (уже опубликованных) и в специальном курсе „Федоровский метод“, подготовляемом к печати Е. А. Кузнецовым.

Горные породы, входящие в состав земной коры или литосферы, в зависимости от их происхождения разделяются на три большие группы: а) изверженные (магматические), б) осадочные и в) метаморфические (кристаллические сланцы). Эти три группы образовались при совершенно различных физико-химических и геологических условиях. Поэтому они в большинстве случаев резко отличаются одни от других не только условиями своего залегания в земной коре, но и своим химическим и минералогическим составом, расположением в них породообразующих минералов, структурой, обусловленной формой этих минералов и их размерами, а также сопровождающими их рудными и нерудными полезными ископаемыми. Чрезвычайно характерно для всех этих пород то, что в земной коре, мы можем наблюдать всевозможные переходы от одних пород к другим, смены пород осадочных изверженными, изверженных и осадочных — метаморфическими. Это тесно связано с непрерывными изменениями физико-химических условий в земной коре, благодаря непрерывно идущим геологическим процессам, которые происходят как на поверхности земли, так и в земной коре на различных глубинах ее.

Исследования горных пород с целью установления их химического и минералогического характера, выяснения их структур, генезиса, процессов их изменения с течением времени и т. д. проводятся следующими основными методами:

1) методами геологическими, полевыми (горные породы изучаются в поле, причем наблюдаются их взаимоотношения с другими породами, смены одних пород другими, влияние на них тектонических процессов, процессов выветривания и т. д.);

2) методами аналитическими (горные породы изучаются в лабораториях как путем химического, механического и других анализов, так и в особенности могучим, при существующем развитии микроскопии, микроскопическим или петрографическим методом);

3) методом экспериментальным, который разрешает ряд вопросов относительно сущности горных пород и процессов их изменения и преобразования (он основан на получении в лаборатории минералов из смесей, близких к тем, существование

которых возможно в земной коре и в условиях, возможно более приближающихся к природным условиям кристаллизации породообразующих минералов и соответствующих горных пород).

Разрешать вопросы генезиса и метаморфизма, преобразования горных пород одним каким-либо методом невозможно. Поэтому каждый изучающий горные породы должен пользоваться прежде всего двумя основными методами — геологическим и петрографическим, — дополняя их в случае возможности методом экспериментальным. Затруднение в использовании последнего метода лежит в том, что этот метод требует организации крупных специальных лабораторий, число которых во всем мире невелико.

Огромное значение в связи с применением экспериментального метода имеют успехи развития физической химии, которые значительно преобразовали учение о генезисе горных пород и дали толчок к пониманию ряда явлений, происходящих при экспериментальных исследованиях горных пород.

## ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПЕТРОГРАФИИ

Развитие петрографии шло в тесном контакте с развитием геологии, последней — одновременно с петрографией, в теснейшей связи с развитием горной промышленности и индустриализации тех или иных передовых стран.

В истории развития петрографии можно различать прежде всего два основных периода — 1) макроскопических и 2) микроскопических исследований.

Первый период — период макроскопического изучения горных пород — был теснейшим образом связан с геологическим изучением земной коры. Число названий горных пород было сравнительно невелико, так как многие из них были настолько тонкозернисты, что различать составные части их простым глазом не представлялось возможным.

Глубокий переворот в изучении горных пород произошел после того, как с 1858 г. началось исследование тонких пластинок (шлифов) их под микроскопом.

В России уже с шестидесятых годов XIX века начали широко применять при изучении горных пород поляризационный микроскоп такие крупнейшие геологи, как А. А. Иностранцев, А. П. Карпинский, И. В. Мушкетов; также и в опубликованных ими учебниках приводятся новые характеристики горных пород, основанные на описании их под микроскопом; семидесятые годы являются эпохой интенсивного применения поляризационного микроскопа в изучении горных пород. В связи с развитием методологии в эти годы публикуют работы в области микроскопии. В Германии ведущую роль играют Розенбуш и Циркель, во Франции — Фуке, Мишель-Леви, Лакруа, в Англии — Тилль.

Постепенно совершенствуется оптическая методика.

В сильной степени увеличивается во всех странах количество специалистов в области изучения горных пород. Этот период

исключительного увлечения микроскопией продолжается в течение всего конца XIX века; микроскопия сохраняет крупнейшее значение и в настоящее время. По мере усовершенствования методы петрографического исследования конкурируют в известных пределах с методами химического исследования.

После учебников по петрографии И. В. Мухометова, А. П. Карпинского в конце XIX и в первой половине XX века появляется большое количество руководств по изучению методов микроскопического исследования породообразующих минералов. В 1893—1894 гг. появляется трехтомное издание Циркеля „Петрография“ с описанием магматических, осадочных и метаморфических пород; четырехтомный курс петрографии Вейншенка (том I — поляризационный микроскоп, том II — породообразующие минералы, том III — общая петрография, том IV — специальная петрография, около 1903 г.); далее появляется ряд изданий „Микроскопической физиографии породообразующих минералов и горных пород“ Розенбуша. Аналогичные руководства опубликованы Иддингсом (том I — „Породообразующие минералы“, томы II и III — „Магматические породы“, 1911—1913 гг.). Необходимо затем отметить: двухтомное описание методов петрографического исследования Дюнарка и Пирса (1907 г.); трехтомную сводку методов петрографических исследований и породообразующих минералов Винчелла (последнее издание 1944 г.); сводную работу по описанию магматических пород Джогансена и ряд других.

С 90-х годов многие исследователи снова возвращаются к вопросам о химическом составе горных пород. Возникают новые химические классификации горных пород, в первую очередь имеющая крупное значение и в настоящее время химическая классификация магматических пород Левинсон-Лессинга; в США разрабатывается новая система пересчетов химических анализов и создается новая классификация магматических пород, основанная на нормативном количественном минералогическом составе (Вашингтон, Кросс, Иддингс и Пирсон). Особенно детально разрабатывались в последние годы вопросы перечисления химических анализов горных пород и классификаций магматических пород Ниггли и Заварицким („Введение в петрохимию“, 1944 г.).

Одновременно усиливается стремление к разрешению вопросов, связанных с генезисом горных пород. Как результат этого появляются исследования по теоретической петрографии Левинсон-Лессинга (1898 г.), сохранившие свое значение и по настоящее время; они основаны на применении одновременно методов микроскопического и химического исследования. К числу подобных исследований нужно отнести и труд Харкера „Естественная история изверженных пород“ (1903 г.).

Возникают уклоны в химическом изучении горных пород, среди которых можно различать: аналитический, с разработкой крайне разнообразных методов перечисления химических анализов, в первую очередь магматических пород, и физико-химический, с применением к изучению горных пород

физической химии. Второй уклон развивается в последние десятилетия особенно интенсивно; это течение проявилось в зачатке в работах Дюроше и Буэнзена, широко развито было в работах Левинсона-Лессинга и его учеников, а также в работах А. Е. Лагорио и И. Морозевича, открывших новые пути в деле физико-химических исследований минералов и горных пород при высоких температурах.

По этому же пути пошли Фогт, Иддингс, Дельтер, Харкер и другие. В последнее время внедряются в петрографию и принципы геохимические — работы Ферсмана по пегматитам, исследования Гольдшмидта и др.; в этих работах исчезает грань между петрографами и химиками.

В это же время развивается учение о метаморфических породах; особенно сильный толчок к изучению этих пород дало введенное в представление о генезисе метаморфических пород учение о глубинных зонах. Это учение возникло почти одновременно (1893—1894 гг.) в России (Лукашевич), в США (Ван Хайз), в Швейцарии (Грубенман), в Австрии (Бекке), в Финляндии (Седергольм). Углубленному изучению метаморфических пород способствовало постепенное развитие также и учения о физико-химических процессах во время их образования (Коржинский, Бреггер, Гольдшмидт и др.).

Особенно сильно отставало изучение петрографии осадочных пород. Правда, в „Петрографии“ Циркеля (1893 г.) петрографии осадочных пород, их макро- и микроскопии уделено было довольно много места. Но лишь после появления первого издания труда французского петрографа Кайе „Данные по микрографии осадочных пород“ (1897 г.), переизданного в переработанном виде в 1916 г. под заглавием „Введение в петрографию осадочных пород“, в котором были описаны методы исследования осадочных пород, минералы, входящие в их состав, и самые породы, — изучение осадочных пород широко развилось и пошло по новому пути. За последние 15 лет в этой области были изданы: руководство по петрографии осадочных пород Мильнера („Петрография осадочных пород“, в русском переводе издана в 1934 г.), „Петрография осадочных пород“ Швецова (1934 г.), двухтомный труд Пустовалова („Петрография осадочных пород“, 1939 г.), представляющий значительный интерес. Петрографии осадочных пород А. Д. Архангельский в ряде своих работ придает особый характер, подчеркивая большое значение для нее геохимии в теснейшей связи с стратиграфией. Сводка по литологии и теории образования осадочных пород дана Твенхофелом (1932 г.). Весьма существенную роль в изучении петрографии осадочных пород сыграло введение в методику исследований иммерсионного метода.

Развитие петрографии в дореволюционной России шло теми же путями. Сперва развивалось микроскопическое направление, сохранившееся и до настоящего времени, причем ряд петрографов занимался одновременно также и изучением генезиса

магматических и частично метаморфических пород. Таковы работы по изучению Урала (Левинсон-Лессинг, Никитин, Федоров, Заварицкий, Белянкин и др.), Кавказа (Левинсон-Лессинг со своей школой, Белянкин, Паффенгольц, Герасимов, Пятницкий и др.), Украины (Тарасенко, Пятницкий, Гуров, Лучицкий, В. Н. Чирвинский, Безбородько и др.), Крыма (Лагорио, Прендель, Лучицкий, Щербаков, Аршинов и др.), Средней Азии (Лучицкий, Николаев и др.), Сибири (Обручев, Герасимов, Мейстер, Усов, Баклунд, П. И. Лебедев) и др.

После революции развитие петрографии поразительно быстро шагнуло вперед. Кроме старых петрографов, появилось большое число молодых, изучающих петрографические районы в разных частях СССР и дающих совершенно новые материалы по петрографии.

Наряду с микроскопией и геологией горных пород развиваются исследования их генезиса, в частности экспериментальные (в Ленинграде — Никогосьян, Григорьев и др., в Москве — Сыромятников).

В последнее время крупное значение приобрели экспериментальные исследования процессов образования главным образом магматических пород. Первое изучение силикатных систем было проведено в России В. Н. Култашевым в 1903 г., на 2 года раньше начала работ американцев.

Крупные работы экспериментального характера с целью выяснения образования магматических пород и их минералов впервые начали ставиться А. Е. Лагорио и И. Морозевичем, опубликовавшими ценнейшие работы в этой области, и Левинсоном-Лессингом с его школой (П. И. Лебедев, А. С. Гинзбург и др.), а также в последние годы Никогосьяном и Д. П. Григорьевым.

Успехи петрографии теснейшим образом связаны с горным делом: чем больше требований предъявляется к горному делу и чем больше развивается горная промышленность, тем больше совершенствуются методы петрографического исследования и петрография в целом. Последняя вышла из горного дела, неразрывно связана с ним и в своем развитии неотделима от изучения месторождений полезных ископаемых, как рудных, так и нерудных. Одновременно развитие петрографии, в первую очередь осадочных пород, идет в тесной связи с развитием инженерной геологии, а развитие стратиграфии в вопросах корреляции осадочных пород идет вместе с развитием исследований в первую очередь угольных и нефтяных месторождений.

## КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕНЕЗИС ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы разделяются на три основные группы: 1) породы магматические, или изверженные, 2) породы осадочные и 3) породы метаморфические. Последние образовались путем глубокого изменения пород осадочных или магматических или тех и других одновременно.

Первая группа пород образуется из расплавленных масс — магм, частью застывающих на больших или меньших глубинах в земной коре, частью вытекающих в виде лав на поверхность земли; это типичные высокотемпературные образования.

Вторая группа пород образуется при низких температурах на поверхности земного шара путем разрушения магматических пород, частью также ранее образовавшихся осадочных или метаморфических пород.

Преобразование пород третьей группы идет обычно при более низких температурах, чем температура образования магматических пород, и в то же время более высоких, чем те, при которых идет образование осадочных пород. В ряде случаев получаются метаморфические породы, для которых трудно иногда выяснить состав и генезис первичных пород, из которых они образовались.

Магматические породы дают начало низкотемпературным осадочным и среднетемпературным высокого давления — метаморфическим; последние в процессе денудации выходят на поверхность, из них снова образуются осадочные породы, или же, опускаясь в более глубокие части земного шара, они расплавляются и образуют после остывания магматические породы. В земной коре и на ее поверхности идут непрерывные процессы смены одних условий другими и одновременно смены одних пород другими, как результат смены физико-химических и термодинамических условий, процессов орогенеза процессами денудации и седиментации.

Породы одного и того же в общем типа, образующиеся в разные периоды жизни земли, по всей вероятности, вполне не повторяются (мел, серые вакки и др.), так как с развитием земного шара постепенно изменяются и те физико-химические условия температуры, давления и состава, при которых эти породы образуются.

---

# 1. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магматические породы образовались путем застывания расплавленных, в большинстве случаев силикатных, иногда окисных, сульфидных или карбонатных магм, поднявшихся под влиянием тех или иных геолого-тектонических процессов из глубин земной коры. Магмы, либо постепенно охлаждаясь, застывали внутри земной коры, не достигнув поверхности земли, и дали начало породам глубинным (абиссальным), или интрузивным, либо же, изливаясь на поверхность земли, образовали породы излившиеся, или эффузивные (экструзивные).

Выделяются также и промежуточные — полуглубинные (гипабиссальные) породы, образовавшие так называемые малые интрузии, застывавшие на сравнительно незначительных глубинах в недрах земли.

От осадочных пород магматические отличаются условиями образования и прежде всего тем, что они образовались при особенно высоких температурах, превышающих критическую температуру воды, часто также при очень значительном давлении. В связи с этим они отличаются, помимо своего минералогического состава, также и иной структурой, кристаллической, только иногда стекловатой, не располагаются слоями, за исключением тех случаев, когда потоки или покровы покрывают друг друга (например, базальтовые покровы Гренландии и других мест); они обычно массивны, часто прорезают осадочные породы и изменяют их в контакте с ними; они состоят из тех минералов, которые обычно (кроме туфов) образовались там, где порода застывала, или из вторичных минералов, образовавшихся вследствие изменений первичных минералов (например, вместо биотита образуется хлорит, вместо калиевого полевого шпата — каолинит и т. д.). Образование ряда магматических пород наблюдается нами и в настоящее время при извержениях вулканов (лавы).

Магмы, которые дали начало тем или иным магматическим породам, рассматриваются как сложные силикатные расплавы. Минералогический и химический составы и структура магматических пород, получающихся из этих магм, находятся в самой тесной связи, с одной стороны, с химическим составом соответ-

ствующих магм, с другой — с теми физическими условиями, при которых эта магма застывала: одна и та же магма при различных физических условиях может дать различные магматические породы. О составе магм можно отчасти судить по составу магматических пород.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В состав магматических пород входят преимущественно следующие десять окислов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ; кроме того, в небольших количествах могут присутствовать  $\text{BaO}$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{Li}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Cl}$  и ряд других.  $\text{H}_2\text{O}$  в свежих породах присутствует обыкновенно лишь в небольших количествах; в исключительных случаях, именно в некоторых вулканических стеклах, вода присутствует в свежих породах в количестве до 10 %; присутствие как воды, так и углекислоты ( $\text{CO}_2$ ) обычно указывает на большую или меньшую степень разрушения магматической породы.

Таблица 1

Средний химический состав магматических пород в весовых процентах

Окислы	Магматические породы (515)	Кислые породы		Основные породы		
		глубинные—граниты (546)	излившиеся—риолиты (102)	глубинные—древние габбро (41)	базальты (все) (198)	излившиеся—плато-базальты (43)
$\text{SiO}_2$	59,12	70,18	72,77	48,24	49,06	48,86
$\text{TiO}_2$	1,05	0,39	0,29	0,97	1,33	2,19
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,34	14,47	13,33	17,88	15,70	13,98
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,08	1,57	1,40	3,16	5,38	3,59
$\text{FeO}$	3,80	1,78	1,02	5,95	6,37	9,78
$\text{MnO}$	0,12	0,12	0,07	0,13	0,31	0,17
$\text{MgO}$	3,49	0,88	0,38	7,51	6,17	6,70
$\text{CaO}$	5,08	1,99	1,22	10,99	8,95	9,38
$\text{Na}_2\text{O}$	3,84	3,48	3,34	2,55	3,11	2,55
$\text{K}_2\text{O}$	3,13	4,11	4,58	0,89	1,52	0,69
$\text{H}_2\text{O}$	1,15	0,84	1,50	1,45	1,62	1,80
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,30	0,19	0,10	0,28	0,45	0,33
$\text{CO}_2$	0,10					

Примечание. Цифры под заголовками граф указывают на число использованных анализов.

В табл. 1 приведены данные, показывающие содержание в наиболее характерных магматических породах породообразующих окислов, с разделением пород на 1) кислые — граниты и риолиты и 2) основные — габбро и базальты.

Характерно то, что наиболее распространены среди кислых пород, т. е. богатых кремнекислотой, глубинные породы — граниты, наименее — излившиеся (риолиты); наоборот, среди основных наиболее распространены излившиеся породы — базальты, наименее — глубинные породы (габбро).

Кроме тех элементов, которые указываются в химических анализах постоянно, в составе магм и их производных (магматических пород) присутствуют также второстепенные и третьестепенные по количеству элементы (в виде так называемых „следов“), которые в то же время нередко являются особенно характерными для этих магм и пород, несмотря на их ничтожное содержание. К числу их относятся барий, бериллий, ванадий, редкие земли и др.

Таблица 2

Средний состав магматических пород, выраженный в весовых процентах элементов (по Кларку и Вашингтону, 1924 г.)

1. Кислород . . . 46,41	20. Стронций . . . 0,034	39. Кадмий . 0,0000X
2. Кремний . . . 27,58	21. Никель . . . 0,031	40. Ртуть . . . 0,0000X
3. Алюминий . . . 8,08	22. Фтор . . . . 0,030	41. Иод . . . 0,0000X
4. Железо . . . . 5,08	23. Церий, иттрий, 0,020	42. Висмут . 0,00000X
5. Кальций . . . . 3,61	24. Медь . . . . 0,010	43. Вольфрам 0,00000X
6. Натрий . . . . 2,83	25. Литий . . . . 0,005	44. Торий . 0,00000X
7. Калий . . . . . 2,58	26. Цинк . . . . . 0,004	45. Колумбий (ниобий) 0,00000X
8. Магний . . . . . 2,09	27. Кобальт . . . 0,003	46. Тантал . 0,00000X
9. Титан . . . . . 0,72	28. Свинец . . . . 0,002	47. Уран . . . 0,00000X
10. Фосфор . . . . . 0,157	29. Бор . . . . . 0,001	48. Серебро 0,00000X
11. Водород . . . . . 0,129	30. Бериллий . . . 0,001	49. Селен . 0,00000X
12. Марганец . . . 0,124	31. Рубидий . . . . 0,000X	50. Платина 0,000000X
13. Хлор . . . . . 0,096	32. Мышьяк . . . . 0,000X	51. Теллур . 0,000000X
14. Барий . . . . . 0,081	33. Молибден . . . 0,000X	52. Золото . 0,000000X
15. Сера . . . . . 0,080	34. Олово . . . . . 0,000X	53. Таллий . 0,0000000X
16. Хром . . . . . 0,068	35. Бром . . . . . 0,000X	54. Индий . 0,00000000X
17. Цирконий . . . 0,052	36. Цезий . . . . . 0,0000X	55. Галлий . 0,00000000X
18. Углерод . . . . 0,051	37. Скандий . . . . 0,0000X	56. Германий 0,000000000X
19. Ванадий . . . . 0,041	38. Сурьма . . . . 0,0000X	57. Радий . 0,0000000000X

Трегер (1935 г.) показал, что содержание в магматических породах некоторых из редких элементов, в частности бериллия, лития и бора, меньше, чем предполагали Кларк и Вашингтон.

Из табл. 2 видно, что элементы, имеющие особенно крупное значение в современной промышленности, — кремний, алюминий, железо — присутствуют в магматических породах в наибольшем количестве, образуя соединения с кислородом, самым распро-

страненным элементом. Несмотря на значительное содержание магния, он пока играет второстепенную роль; значение его быстро увеличивается, в особенности в связи с нахождением его в осадочных породах. Элементы, которые приобретают с каждым годом все большее и большее значение в современной промышленности, — редкие элементы — присутствуют в магматических породах в сильно рассеянном виде; лишь местами, в результате миграции и концентрации, они скопляются иногда в крупных количествах и приобретают огромное значение; в особенности крупное значение имеют радиоактивные элементы, в их числе уран. Значение последнего исключительно велико, но количество настолько незначительно, что его с трудом находят в земной коре. Однако новые методы научного исследования редких элементов вообще, урана в частности, в корне меняют наши представления об относительном распространении их в земной коре.

Химический состав магматических пород характеризуется значительным разнообразием (от целых чисел до долей процента), как это видно из следующих данных (в весовых процентах):

SiO <sub>2</sub> 85—24 и менее	CaO 17 — доли процента
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 25 — доли процента	Na <sub>2</sub> O 14 — . . .
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 13 — . . .	K <sub>2</sub> O 13 — . . .
FeO 15 — . . .	TiO <sub>2</sub> 7 — . . .
MgO 30 — . . .	

В среднем до глубины 15 км содержится по Кларку и Вашингтону, 1924 г., в весовых процентах:

SiO <sub>2</sub> 59,07	MgO 3,45	H <sub>2</sub> O 1,30	F 0,03	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,03
TiO <sub>2</sub> 1,03	CaO 5,10	CO <sub>2</sub> 0,35	S 0,06	MnO 0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 15,22	Na <sub>2</sub> O 3,71	ZrO <sub>2</sub> 0,04	(Ce, Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,02	NiO 0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 3,10	K <sub>2</sub> O 3,11	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,30	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,05	BaO 0,05
FeO 3,71		Cl 0,05		Sr 0,02
				Li 0,01
				Cu 0,01
				C 0,04

Наиболее важной составной частью значительного большинства магматических пород является SiO<sub>2</sub> (кремнекислота), которая присутствует в количестве от 24% в наиболее бедных и до 85% в наиболее богатых ею породах. На основании содержания SiO<sub>2</sub> можно различать следующие пять групп магматических пород:

	SiO <sub>2</sub> (в %)
1. Ультраосновные породы	Менее 40 (пироксенито-перидотитовая магма)
2. Основные породы	40—52 (габбровая магма)
3. Средние породы	52—65 (сиенитовая и диоритовая магмы)
4. Кислые породы	65—75 (гранитная магма)
5. Ультракислые породы	Свыше 75

В составе магмы, почти всегда содержащей кремнезем, большую роль играют силикаты.

Относительные количества остальных окислов не являются произвольными, но подчиняются некоторым правилам. Так, нам

неизвестны магматические породы, которые содержат много кремнекислоты и в то же время много окисей магния и кальция; неизвестны породы, содержащие много окиси магния и закиси железа; известен ряд пород, состоящих почти исключительно из силикатов магния с небольшим количеством железа; соответствующие породы, богатые окисью кальция и щелочами, — неизвестны; породы, богатые щелочами и в то же время богатые кремнекислотой, всегда бедны окисью магния. Все эти, как и другие аналогичные факты, можно объяснить лишь предположив, что те магмы, из которых путем кристаллизации (или застывания) получались различные магматические породы, представляют собой сложные расплавы, процесс затвердевания которых совершается согласно законам физической и атомной химии.

Состав магм во всяком случае значительно более сложен, чем определяемый нами путем химического анализа состав полученных из них магматических пород. Наблюдения над извержениями вулканов показывают, что одновременно с поднятием магм из них выделяются в огромном количестве пары воды и различные газообразные продукты, среди которых особенно важную роль играют: углекислота, различные сернистые, хлористые, фтористые и другие соединения, а также фтор, водород и другие газы.

Эти летучие вещества, входящие вместе с другими упомянутыми выше окислами в состав жидкой массы, которая при своем затвердевании дает магматические породы и называется магмой, носят название минерализаторов. Присутствуя в магме, они придают ей подвижность, способствуют более полной кристаллизации минералов при ее остывании и сближают ее с водными растворами. Летучие составные части магмы растворены среди нелетучих лишь при большом давлении; при понижении давления, когда магма приближается к поверхности, они удаляются из нее. Во время процессов дифференциации магмы, при образовании тех или иных минералов и структур в кристаллизующихся породах, минерализаторы играют существенную роль.

При охлаждении и затвердевании магмы минерализаторы удаляются из нее либо непосредственно в воздух, либо же, если охлаждение происходит в недрах земли, в окружающие магму горные породы. Анализируя магматическую породу, мы определяем состав магмы почти без минерализаторов.

Можно сказать, что магма состоит прежде всего из так называемых породообразующих окислов и других соединений, которые при кристаллизации магмы дают начало различного рода породообразующим минералам, из которых и состоят магматические горные породы. Эту, так сказать, неподвижную часть магмы можно назвать литос (камень). Кроме того, в состав магмы входят подвижные соединения и элементы (минерализаторы) в различных количествах, в зависимости от типа магмы. При кристаллизации минерализаторы удаляются из магмы,

сохраняясь в ней сравнительно в небольшом количестве, и вызывают различного рода новообразования в частях земной коры, прилегающих к кристаллизующейся магме, и в самой магме. Эта часть магмы называется и х о р (сироп).

### ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ КОЛИЧЕСТВА ГЛАВНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ

Кремнекислота присутствует в горных породах в крайне различных количествах, наиболее часто в пределах 24—85<sup>0</sup>/<sub>100</sub>. Лишь в редких случаях в магматических породах содержание кремнекислоты достигает 90<sup>0</sup>/<sub>100</sub>, но тогда возникает сомнение, являются ли эти породы действительно магматическими, или они относятся к кварцолитам и носят скорее гидротермальный характер.

В том случае, когда порода состоит из ортоклаза и альбита, смесь их в равных количествах содержит около 67<sup>0</sup>/<sub>100</sub> SiO<sub>2</sub>. При содержании в породе, наряду с ортоклазом, также олигоклаза (62<sup>0</sup>/<sub>100</sub> SiO<sub>2</sub>) с небольшой примесью биотита (35—40<sup>0</sup>/<sub>100</sub> SiO<sub>2</sub>), роговой обманки (около 50<sup>0</sup>/<sub>100</sub> SiO<sub>2</sub>) или пироксена (55—60<sup>0</sup>/<sub>100</sub> SiO<sub>2</sub>) среднее содержание SiO<sub>2</sub> спускается до 65<sup>0</sup>/<sub>100</sub>. Такого состава породы лишены свободной кремнекислоты и, следовательно, кварца и относятся к средним бескварцевым породам (сиенит, диорит). В таких породах содержание кремнекислоты колеблется в пределах 55—65<sup>0</sup>/<sub>100</sub>. При количестве SiO<sub>2</sub> больше 65<sup>0</sup>/<sub>100</sub> в такой породе появляется свободная кремнекислота в виде кварца (гранит). Если же в породе, наряду с темноцветными минералами (пироксенами, роговыми обманками или биотитом), присутствует также из числа полевых шпатов лабрадор (55,6<sup>0</sup>/<sub>100</sub> SiO<sub>2</sub>) в почти равном количестве, содержание SiO<sub>2</sub> в породе спускается до 45—53<sup>0</sup>/<sub>100</sub>, а сама порода относится уже к породам основным (габбро, нориты, базальты и т. д.).

Если, по крайней мере, часть полевых шпатов замещается нефелином (43<sup>0</sup>/<sub>100</sub> SiO<sub>2</sub>) в присутствии ортоклаза (65<sup>0</sup>/<sub>100</sub> SiO<sub>2</sub>) или лейцитом (55<sup>0</sup>/<sub>100</sub> SiO<sub>2</sub>), содержание SiO<sub>2</sub> в самой породе спускается до 55—60<sup>0</sup>/<sub>100</sub>; чем больше в этих породах нефелина или лейцита, тем меньше содержание в них кремнекислоты. Содержание в породе кремнекислоты уменьшается в особенности сильно тогда, когда в состав ее входят такие бедные кремнекислотой минералы, как мелилит, оливин, также рудные минералы. В таких нефелин-эгириновых породах, как уртиты, оно падает до 45<sup>0</sup>/<sub>100</sub> и ниже, а в бесполевошпатовых породах, как перидотиты, — в некоторых случаях до 35<sup>0</sup>/<sub>100</sub>.

В большинстве случаев кремнекислота находится в магматических породах в связанном виде, входя в состав разнообразных светлых и темноцветных минералов.

Наиболее простые силикаты магматических пород обычно характеризуются тем, что в их состав входят MgO и FeO, образующие ортосиликаты (оливины) или метасиликаты (ортопиро-

ксени), всегда в виде твердых растворов с непрерывной смесимостью. Характерно то, что к ортосиликатам с малыми катионами не примешиваются катионы большего размера, чем  $MgO$  и  $FeO$ . В частности,  $CaO$  в виде метасиликата  $CaSiO_3$  (воластонит) входит в состав только моноклинных пироксенов, образуя с  $MgO$  и  $FeO$  двойные соединения — диопсид и геденбергит; последние два образуют друг с другом твердые растворы.

Наиболее обычный минерал, содержащий наряду с  $Al_2O_3$  также  $CaO$ , — алюмосиликат кальция  $CaAl_2Si_2O_8$  (анортит).

В том случае, когда в состав силикатов входят еще более щелочные катионы — калий и натрий, образуются почти исключительно алюмосиликаты и очень редко ферросиликаты.

Алюмосиликаты щелочей представлены минералами калия — ортоклазом, лейцитом, калиофилином, натрия — альбитом, нефелином, жадеитом. Из этих минералов жадеит ( $NaAlSi_2O_6$ ), по составу аналогичный лейциту, резко отличается от него атомным строением; в магматических породах он отсутствует. В них присутствует натро-алюминиевый ферросиликат — эгирин ( $NaFeSiO_6$ ).

До некоторой степени аналогом лейцита является содержащий воду щелочной алюмосиликат — анальцит.

Промежуточное положение между простыми силикатами и сложными алюмосиликатами, судя по их атомному строению, занимают слюды.

Содержание глинозема в магматических породах колеблется в пределах наиболее часто 10—20% (среднее, по Заварицкому, 15,5%) и редко до 28% и больше, иногда же он отсутствует.

В богатых кремнекислотой породах типа гранитов, в состав которых входят ортоклаз (18,5%  $Al_2O_3$ ), альбит (19,5%  $Al_2O_3$ ), частично мусковит (38,5%  $Al_2O_3$ ) и биотит (12%  $Al_2O_3$ ), общее содержание  $Al_2O_3$  не спускается ниже 20—15%. Если присутствует кварц (в гранитах), оно понижается до 15—12%.

В горных породах, в состав которых входят основные плагиоклазы, богатые глиноземом (в анортите до 37%  $Al_2O_3$ ), одновременно увеличивается содержание бедных глиноземом магнезиально-железистых минералов и при уменьшении содержания кремнекислоты количество глинозема почти не изменяется. Особенно большие количества  $Al_2O_3$  присутствуют в анортозитах, состоящих почти исключительно из плагиоклаза, близкого к анортиту.

Редко в магматических породах присутствует  $Al_2O_3$  в виде корунда (свободный глинозем) или в соединении  $Al_2O_3 \cdot MgO$  (шпинель). Иногда корунд выделяется в некоторых очень бедных кремнекислотой породах, например в перидотитах.

В алюмосиликатах атомы алюминия как бы занимают места атомов кремния в центре кислородных тетраэдров. Это, согласно Заварицкому, связано с тем, что алюминий и кремний близки по размерам радиусов ионов. Однако валентность иона алюминия иная, чем кремния, в результате чего получается резко

отличная атомная структура алюмосиликатов. Для образования таких алюмосиликатов, как ортоклаз, лейцит, альбит, нефелин, анортит, необходимо также участие положительного катиона щелочного металла — калия, натрия или кальция.

Наиболее распространенные в магматических породах алюмосиликаты представлены полевыми шпатами. Как указывает Заварицкий, атомная структура полевых шпатов выяснена только недавно. Установлено, что кремнекислородный каркас полевых шпатов представляет собой постройку трех измерений, состоящую из цепочек, каждая из которых в свою очередь состоит из четырех тетраэдров. Два из них, поставленные рядом, обращены вершинами вверх, два других — вниз. Цепочки располагаются вдоль осей (100).

В тетраэдрах щелочных полевых шпатов атомы алюминия замещают одну четверть, в анортите — половину атомов кремния. В таких тетраэдрах, сравнительно крупных, располагаются атомы калия, натрия, кальция, связанные с другими атомами тетраэдра электрическими силами. В других алюмосиликатах, как, например, в нефелине, лейците, одна часть атомов кислорода замещается атомами алюминия, другая — для поддержания равновесия — атомами крупных катионов калия или натрия.

Атомы алюминия входят также в состав слюд, где они играют видную роль.

Характерно, что такой типичный породообразующий элемент, как рубидий, изоморфно близок к калию, но никогда не образует самостоятельных фаз и присутствует только как изоморфная примесь в твердом растворе различных калийсодержащих минералов. Ту же роль играют цезий, стронций, барий, образующие минералы, входящие в твердый раствор вместе с другими минералами полевых шпатов, но никогда не образующие отдельных самостоятельных кристаллов. Они встречаются крайне редко, выделяясь из остаточных магматических расплавов.

### ГЕОХИМИЯ ЗЕМНОГО ШАРА

Существенное значение в геохимии имеют вопросы состава земного шара, миграции и распределения присутствующих в нем элементов. В данное время о составе Земли на различных глубинах можно строить только гипотетические предположения.

Гольдшмидт, как и ряд других исследователей, полагает, что земной шар состоит из нескольких оболочек, с глубиной постепенно и закономерно меняющих свой химический состав. Исходя из геохимических отношений, Гольдшмидт выделяет четыре главные группы элементов:

1. Сидерофильные элементы с преобладанием железа.
2. Халькофильные элементы с преобладанием расплавов сульфидов.
3. Литофильные элементы с преобладанием расплавов силикатов.

4. Атмофильные элементы, накапливающиеся в атмосфере. Он полагает, что это распределение по группам элементов произошло на начальных стадиях дифференциации земного шара. Процесс дифференциации продолжается и в настоящее время.

В глубинных магмах накапливаются наиболее тяжелые сидерофильные элементы, а наиболее легкие элементы уходят во время вулканических процессов в газовую оболочку земли (фумаролы вулканов).

Распределение отдельных элементов по оболочкам рисуется Гольдшмидтом в следующем виде:

1. Сидерофильные Fe, Ni, Co, P, As, C, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt	2. Халькофильные S, Se, Te, Cu, Zn, Cd, Pb, Sn, Ge, As, Sb, Bi, Ag (Au), Hg, Pd, Ru, Pt, Gr, In, Tl	3. Литофильные O, (S), (P), (H), Si, Ti, Zr, Hf, Th, (Sn), F, Cl, Br, J, B, Al, (Ga), Se, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Er, Gd, Th, Di, He, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, (Fe), V, Cr, Mn, (Li) Nb, Ta, W, U	4. Атмофильные H, N, C, Cl, Br, J, He, Ne, Ar, Kr, Xe
--	--	--	--

Из этих элементов основное значение для магматических пород имеют литофильные элементы, входящие в состав как магм, так и образующихся из них горных пород. В самой магме происходят разнообразные физико-химические процессы, главнейшими из которых являются: оседание сидерофильных минералов, погружающихся на дно магматических бассейнов, постепенно отделяясь от силикатного расплава; выделение тех минералов, которыми пересыщается магма. Если они более тяжелы, чем силикатный расплав, они оседают вместе с сульфидными составными частями, если легче — поднимаются вверх. По мере уменьшения давления, например при поднятии магмы, выделяются летучие компоненты в виде газовой фазы; как результат взаимодействия этих трех процессов получается магматический остаток.

При кристаллизации магмы минералы обычно, за исключением кварца, представляют собой твердые растворы, состоящие из двух, трех и более компонентов в различных относительных количествах. Так, например, в состав оливинов входят NiO, CoO, которые при кристаллизации оливина извлекаются из силикатного раствора. При этом магматический расплав обогащается теми элементами, которые не входят в состав твердых растворов оливина.

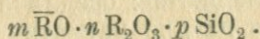
В результате этого редкие элементы, перечисленные в столбце 3, различаются в зависимости от того, растворимы ли они в отдельных продуктах кристаллизации магмы или нет. Накапливаясь в магматическом остаточном расплаве, такие элементы могут в конце концов образовать самостоятельные минералы, например при кристаллизации пегматитов.

## МЕТОДЫ ПЕРЕЧИСЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Химический состав горных пород изображается чаще всего в виде чисел, указывающих на процентное содержание весовых количеств различных окислов. Однако во многих случаях удобнее выражать состав породы в числах, соответствующих молекулярным количествам окислов. Для этого каждое из чисел весовых процентов делится на молекулярный вес соответствующего окисла. Числа, соответствующие молекулярным количествам, удобны в том отношении, что при помощи их можно вычислять относительные количества различных минералов в породе, изображать состав пород в виде определенных формул, строить графические изображения состава пород.

Чтобы облегчить сравнение результатов химических анализов, их перечисляют, пользуясь различными методами. В СССР преимущественно используются методами Левинсон-Лессинга, Ниггли и Заварицкого.

**Метод Левинсон-Лессинга.** Левинсон-Лессинг после перечисления весовых процентов окислов соединяет молекулярные количества  $R_2O$  и  $RO$  в общую сумму, обозначаемую  $\bar{RO}$ , окислы  $R_2O_3$  — в другую. При этом совершенно отбрасываются  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $TiO_2$ . При наличии  $P_2O_5$  она также отбрасывается, причем вместе с ней отбрасывается утроенное молекулярное количество  $CaO$ . Получается магматическая формула породы:



Для упрощения коэффициент при  $R_2O_3$  принимается за единицу:

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

Кроме магматической формулы, характерны для горных пород: 1) отношение  $R_2O:RO$ ; 2) коэффициент кислотности  $\alpha$ , который получается делением числа атомов кислорода, соединенных с кремнием, на число атомов кислорода, соединенных с основаниями:

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

или

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

**Метод Ниггли.** Одним из наиболее удобных методов перечисления химических анализов горных пород является способ Ниггли. В основу его также берутся молекулярные количества.

По Ниггли цифры анализа (весовые проценты) перечисляются на молекулярные количества делением на соответствующий молекулярный вес окисла. Деление проводится до третьего

десятичного знака, причем, так как важны соотношения между молекулярными количествами, запятые отбрасываются. Все окисное железо ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) пересчитывается на закисное ( $\text{FeO}$ ) умножением молекулярного количества  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  на 2 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 2 \text{FeO}$ ). Затем молекулярные количества  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{NiO}$  складываются. Также суммируются  $\text{CaO}$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{BaO}$ , составляя отдельную величину. Количества  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Li}_2\text{O}$  складываются в сумму щелочей. Полученные суммы вместе с  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3$  складываются, и окончательная сумма молекулярных количеств принимается за 100. Относительные количества частных сумм пересчитываются на *al*, *fm*, *c* и *alk* из расчета, что окончательная сумма равна 100. Таким образом,

$$al + fm + c + alk = 100,$$

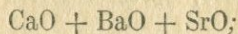
где *al* — пересчитанное молекулярное количество



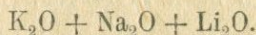
*fm* — пересчитанное молекулярное количество



*c* — пересчитанное молекулярное количество



*alk* — пересчитанное молекулярное количество



Количество  $\text{SiO}_2$  пересчитывается на величину *si* по уравнению:

$$si = \frac{\text{молекулярное количество } \text{SiO}_2 \cdot al}{\text{молекулярное количество } \text{Al}_2\text{O}_3}$$

или, что проще, согласно предложению Заварицкого:

$$si = \frac{\text{SiO}_2 \text{ (молекулярное количество)}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \text{ (молекулярное количество)}}$$

Таким же образом приводятся к однородным единицам величины *ti* (для  $\text{TiO}_2$ ), *h* (для  $\text{H}_2\text{O}$ ), *p* (для  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) и т. д.

Для того чтобы судить о степени насыщенности породы кремнеземом, Ниггли предлагает пользоваться величиной *qz* (кварцевое число). Оно выражает количество свободного  $\text{SiO}_2$ , полученного после насыщения имеющегося кремнезема другими окислами. Значит,

$$qz = si - si',$$

где *si'* есть количество связанной кремнекислоты. Величина *si'* вычисляется из соотношения:

$$si' = 6alk + 2(al - alk) + (c - al + alk) + fm = 100 + 4alk,$$

так как

$$al + c + alk + fm = 100.$$

Такой расчет базируется на том, что: 1) кремнезем связывается щелочами молекулярно в отношении 6:1, образуя щелоч-

ные полевые шпаты; 2) для образования анортита требуется удвоенное количество молекул кремнезема против количества молекул глинозема, оставшихся от образования щелочных полевых шпатов, у которых  $Al_2O_3$  и  $R_2O$  относятся как 1:1; 3) оставшееся от образования анортита количество  $CaO$ , равное  $c$ , за вычетом количества  $al$ , идущего на образование анортита, связывается кремнеземом в отношении 1:1, образуя метасиликат; 4) на образование метасиликатов магния и железа требуется также эквивалентное количество молекул кремнекислоты. В щелочных породах, при  $alk > al$ , величина  $qz$  вычисляется из соотношения:

$$qz = 6al + 2(alk - al) + c + fm = 100 + 3al + alk.$$

В редких случаях, когда  $al > (alk + c)$ , избыток его присоединяет эквимолекулярное количество  $si$ ; это значит, что вместо  $c - al + alk$  берется  $al - c - alk$ .

В случае, когда  $qz = 12$ , порода насыщена кремнеземом. Для пересыщенной породы, содержащей свободный кремнезем в виде кварца,  $qz > 12$ . В случае, когда  $qz < 12$ , порода содержит ненасыщенные силикаты, в первую очередь оливин.

Важное значение имеют, согласно Нитгли, также следующие отношения:

1)  $k$  — отношение молекулярного количества  $K_2O$  к сумме молекулярных количеств всех щелочей:

$$k = \frac{K_2O \text{ (молекулярное количество)}}{K_2O + Na_2O + Li_2O \text{ (молекулярное количество)}}.$$

2)  $mg$  — отношение молекулярного количества  $MgO$  к сумме молекулярных количеств  $MgO + FeO + MnO$ :

$$mg = \frac{MgO \text{ (молекулярное количество)}}{MgO + FeO + MnO \text{ (молекулярное количество)}}.$$

Если имеется избыток  $si$ , он обыкновенно образует кварц. Если же  $si$  слишком мало, чтобы образовать кварц, образуются минералы, содержащие меньше  $SiO_2$ , чем указанные выше наиболее богатые кремнекислотой минералы — именно, образуются оливин, биотит, заместители полевых шпатов (фельдшпатоиды), рудные минералы и др.

Пример. Диорит из Траверселла

	Весовые проценты	Молекуляр- ные количе- ства	
$SiO_2$	55,90	931,7	$si = \frac{931,7 \cdot 26}{147} = 164$
$TiO_2$	1,99	25	
$Al_2O_3$	14,97	147	$al = \frac{147 \cdot 100}{570} = 26$
			$ti = \frac{25 \cdot 26}{147} = 4,4$

	Весовые проценты		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,75	17,5	} 117
FeO	5,92	82	
MnO	0,15	2	
MgO	3,22	80	
CaO	7,22		
N <sub>2</sub> O	3,85	62	}
K <sub>2</sub> O	3,07	33	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,57		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,73	5	
Σ	100,37		

Молекулярные количества

$$199 \quad fm = \frac{199 \cdot 100}{570} = 35$$

$$k = \frac{33}{95} = 0,35$$

$$mg = \frac{80}{199} = 0,40$$

$$129 \quad c = \frac{129 \cdot 100}{570} = 22,5$$

$$c/fm = \frac{129}{199} = 0,65$$

$$95 \quad alk = \frac{95 \cdot 100}{570} = 16,5$$

$$qz = 164 - 166 = -2$$

$$p = \frac{5 \cdot 26}{147} = 0,8$$

Ниггли коэффициенты  $al$ ,  $fm$ ,  $c$  и  $alk$  наносит на тетраэдр, в углах которого помещаются эти коэффициенты, каждый с значением, равным 100 (рис. 1). Для перенесения проекции тетраэдра на плоскость Ниггли предлагает следующий метод.

Ребра тетраэдра  $c-fm$  делятся на десять равных частей, которые соответствуют точкам

$$fm:c = 9:1, \quad fm:c = 8:2,$$

$$fm:c = 7:3, \quad fm:c = 6:4,$$

$$fm:c = 5:5, \quad fm:c = 4:6, \quad fm:c = 3:7, \quad fm:c = 2:8 \text{ и } fm:c = 1:9.$$

В результате этого тетраэдр будет разбит на 10 участков (табл. 3).

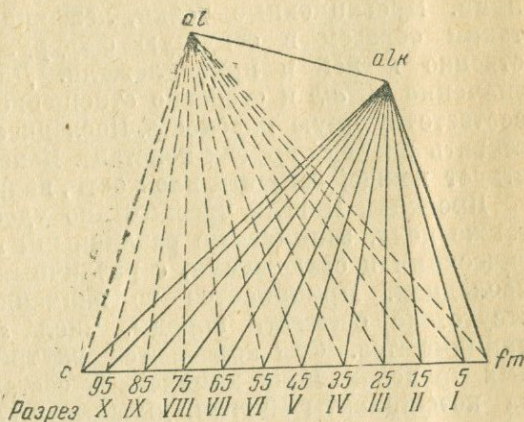


Рис. 1. Тетраэдр Ниггли.

Разрез	Горная порода, имеющая $c:fm$	Разрез	Горная порода, имеющая $c:fm$
I	0—0,11	VI	1,0—1,5
II	0,11—0,25	VII	1,5—2,3
III	0,25—0,43	VIII	2,3—4,0
IV	0,43—0,67	IX	4,0—9,0
V	0,67—1,0	X	> 9,0

Точки внутри каждого такого участка должны быть представлены таким образом, как если бы они лежали на центральной плоскости, представляющей собой равнобедренный треугольник. Все эти треугольники содержат сторону  $al - alk$  и проходят через точки I ( $fm\ 95:c\ 5$ ), II ( $fm\ 85:c\ 15$ ), III ( $fm\ 75:c\ 25$ ), IV ( $fm\ 65:c\ 35$ ), V ( $fm\ 55:c\ 45$ ), VI ( $fm\ 45:c\ 55$ ), VII ( $fm\ 35:c\ 65$ ), VIII ( $fm\ 25:c\ 75$ ), IX ( $fm\ 15:c\ 85$ ), X ( $fm\ 5:c\ 95$ ). По две таких точки симметрично расположены друг к другу, например точки I и X, II и IX, III и VIII и т. д. Плоскости раскрываются по линии  $al - alk$ , образуя пары треугольников с общей стороной  $al - alk$ . Поскольку это необходимо, фигуры лучше всего сводить к двум таким плоскостям, получая таким образом 5 двойных фигур.

Хотя отдельные треугольники равнобедренные, но отличие их от равносторонних настолько мало, что практически, чтобы легче было их использовать, можно считать их равносторонними. Проекционные точки, лежащие в 10 участках, попадают таким образом в секущую фигуру, как будто бы непосредственно к ней и принадлежали. Для этого построения имеют значение  $al$ ,  $alk$  и особенно отношение  $c:fm$ , которое определяет соответствующую плоскость. Последнее отношение целесообразно ставить впереди других констант. Какое отношение  $c:fm$  соответствует каждой секущей плоскости, видно на пяти чертежах рис. 2.

Проекция Ниггли чрезвычайно удобна тем, что в ней имеются также поля, занимаемые различными горными породами, магматическими и осадочными, с различными генетическими типами последних. Принимается во внимание, кроме того, некоторое отсутствие свежести породы. Числа  $si$ ,  $k$  и  $mg$  во внимание не принимаются. Они колеблются внутри каждого поля в известных пределах. Если химический состав породы, перечисленный на коэффициенты Ниггли, укладывается в поле магматических пород и одновременно выполнены остальные условия, то с чисто химической точки зрения нет основания сомневаться в первоначально магматическом происхождении данной горной породы, как бы глубоко она ни была преобразована в минералогическом отношении.

Удобнее всего наносить коэффициенты Ниггли на диаграмму, которая строится таким образом, что на абсциссу наносится число  $s_i$ , на ординату от точки числа  $s_i$  наносятся числа  $al$ ,  $c$ ,

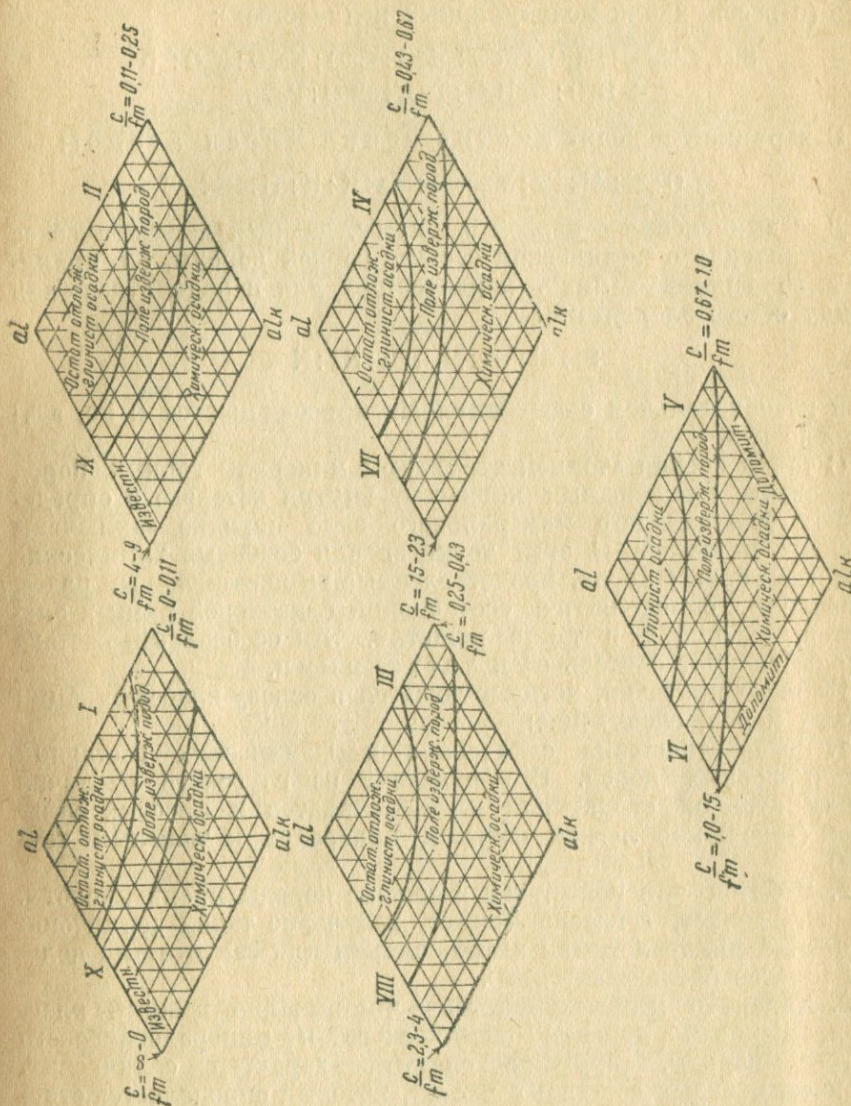
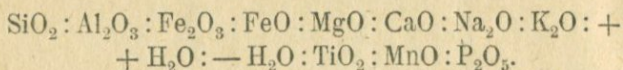


Рис. 2. Поля магматических пород в плоскостях, секущих тетраэдр Ниггли.

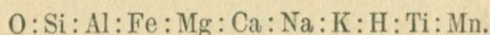
$f_m$  и  $alk$ , по направлению вниз (на продолжении ординаты) — иные коэффициенты, например  $k$ ,  $mg$  и т. д. Так получается возможность графически сравнивать состав различных горных пород и составлять вариационные диаграммы.

**Метод Заварицкого.** Заварицкий предложил один из наиболее рациональных методов перечисления и составленную при помощи этого метода диаграмму нового типа.

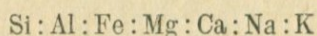
Обычно при перечислении исходят из отношения окислов (в весовых или молекулярных количествах):



Заварицкий исходит из отношения чисел атомов:



Для вычисления основной формулы, дающей математическое представление о химическом составе горной породы, он принимает во внимание лишь характерные для породы отношения между семью элементами:



(при незначительном содержании Mn присоединяется к Fe, а Ti условно к Si).

С точки зрения атомной структуры минералы горных пород образованы кислородным каркасом, внутри которого в определенном для каждого минерального вида порядке заключены катионы металлов. С этой точки зрения основные химические свойства горных пород, представленные вышенаписанным рядом отношений, определяются соотношением катионов разных элементов, входящих в такие решетки. Эти особенности состава породы следует считать существенными.

Главные признаки, которые ложатся в основу классификации горных пород, следующие:

1. Взаимотношение силических и феррических составных частей горных пород. Это вытекает из глубокого различия между атомной структурой алюмосиликатов и простых силикатов (отношение легких светлых минералов к тяжелым темным).

2. Избыток или недостаток в составе породы кремнекислоты. Это определяет, согласно Лакруа, появление таких „симптоматических“ минералов, как кварц, оливин или заместители полевых шпатов (фельдшпатоиды).

3. Характер полевых шпатов — чрезвычайно важный классификационный признак химического и минералогического состава породы. Другими словами — характер силических, алюмосиликатных составных частей, который определяется относительными количествами щелочных алюмосиликатов и алюмосиликатов кальция.

4. Особенности щелочных алюмосиликатов, с одной стороны, и простых силикатов, с другой.

Все эти признаки отчетливо выступают благодаря методу Заварицкого.

Основная числовая характеристика магматических горных пород, исходя из сказанного, выражается, согласно Заварицкому, отношением четырех чисел:

$$A : C : B : S,$$

где  $A$  — сумма молекулярных количеств щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Li}_2\text{O}$ );

$C$  — молекулярное количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ;

$B$  — сумма молекулярных количеств  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$ ;

$S$  — сумма молекулярных количеств  $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$ .

Перечисляя сумму  $A + C + B + S$  на 100, получаем:  $a : c : b : s$ , причем  $a + c + b + s = 100$ .

Эти величины обозначат:

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

$c$  — относительное число атомов  $\text{Ca}$ , которые могут войти в состав алюмосиликатов в сочетании  $\text{CaAl}_2$ . В некоторых породах известковый алюмосиликат отсутствует и вместо него может присутствовать ферросиликат натрия (эгирин). Этот случай рассматривается отдельно.

$b$  — относительное число всех остальных металлических атомов, за исключением  $\text{Si}$  (и  $\text{Ti}$ ), не входящих в алюмосиликат натрия и принимающих участие главным образом в строении решеток простых силикатов.

$s$  — относительное число атомов  $\text{Si}$ .

По химическому составу магматические породы можно разделить на три группы, характеризующиеся определенным соотношением молекулярных количеств  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ :

1. Составы нормальные:  $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ .

2. Составы пересыщенные глиноземом:  $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ .

3. Составы пересыщенные щелочами:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$ .

Об избытке или недостатке кремнезема можно судить по относительной величине  $s$ . Наибольшее число атомов  $\text{Si}$ , которое может войти в состав щелочных силикатов, равно трем, соответственно формуле полевых шпатов  $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ .

Порядок перечисления по Заварицкому следующий:

1. Перечисляем весовое процентное содержание окислов на молекулярные количества их.

2. Складываем молекулярные количества  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ , обозначаем эту сумму  $S$ .

3. Берем сумму молекулярных количеств  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Если эта сумма меньше, чем  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , или равна этому количеству, удваиваем сумму  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и обозначаем ее  $A$ .

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

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

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

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

5а. В некоторых весьма редких случаях может случиться, что  $\bar{C} > FeO'$ ; тогда обозначаем разность  $\bar{C} - FeO'$ , через  $Na'$ , что представляет избыток натрия (умноженного на два), т. е. излишние атомы  $Na$  после образования  $\bar{C}$ .

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

7. Складывая  $FeO + MgO + CaO'$ , получаем величину  $B$ . Сюда же присоединяем, как указано, удвоенный избыток  $Al_2O_3'$ , когда он имеется (см. п. 4а), или, в указанных выше очень редких случаях, избыток  $Na'$  (тогда, очевидно, отсутствует  $FeO'$ ).

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

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

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

Таким путем получаем основную числовую характеристику химического состава породы  $a:c:b:s$ .

Кроме того, для характеристики состава породы могут служить следующие дополнительные коэффициенты или параметры:

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

$$n = \frac{2Na_2O \cdot 100}{A}; t = \frac{TlO_2 \cdot 100}{S}; \varphi = \frac{2Fe_2O_3 \cdot 100}{B}.$$

В породах, пересыщенных глиноземом, к ним присоединяем еще, как указано выше:

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

В породах, пересыщенных щелочами, для  $f'$  величина  $FeO'$  обозначает количество закиси железа, уже уменьшенное на величину  $\bar{C}$ . В редких случаях, когда  $\bar{C} > FeO'$ , остается избыток  $Na'$ ; получается дополнительный параметр:

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

В этом случае  $f'$  отсутствует.

В зависимости от результатов пересчета получаем четыре химические группы магматических пород с такими числовыми характеристиками:

1. Составы нормальные:

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

2. Составы пересыщенные глиноземом:

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

3. Составы пересыщенные щелочами:

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

4. В еще более редких случаях, сильно пересыщенные щелочами породы:

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

Заварицкий подчеркивает как важное обстоятельство: параметры основной характеристики — числа именованные, параметры дополнительные — отвлеченные числа.

### Примеры вычисления числовых характеристик

1. Составы нормальные

*Андезит-базальт. Извержение 1909 г. Авача на Камчатке*

Весовые проценты	Молекулярные количества		
SiO <sub>2</sub> 54,30	905	}	917 . . . . . S
TiO <sub>2</sub> 0,98	012		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 17,56	172	— 061 = 111 . . . . . C	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,75	036	× 2 = 072	} 112
FeO 2,70	039		
MnO 0,10	001		} 300 . . . B
MgO 5,65	141		
CaO 8,85	158	— 111 = 047	
Na <sub>2</sub> O 3,14	051	} 061 × 2 = 122 . . . . . A	
K <sub>2</sub> O 0,93	010		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,15		A = 122 a = 8,4	
S 0,22		C = 111 c = 7,6	
Cl 0,05		B = 300 b = 20,7	
H <sub>2</sub> O 0,10		S = 917 s = 63,3	
100,48		N = 1450	100

Весовые числа (1-я колонка) пересчитываем на молекулярные количества (2-я колонка). Складываем SiO<sub>2</sub> + TiO<sub>2</sub>, получаем S (917). Складываем Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, получаем числа R<sub>2</sub>O (или R<sub>2</sub>O · Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Так как за параметр A берем число атомов K и Na, то для получения A (122) надо сумму щелочей (61) умножить на 2. Вычитая сумму щелочей из Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, получим C (111). Вычитая полученное количество полевошатовой извести из всего количества CaO, получаем количество свободной извести CaO' (047) или соответственно атомов Ca. Перечисляем Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на закись FeO, для чего количество первого умножаем на 2. Прибавляем сюда

FeO и MnO, получаем FeO' (112). Складываем  $FeO' + MgO + CaO'$ , получаем  $B$  (300). Сумма  $A + C + B + S = 1450$  ( $N$ ).

Перечисляя относительные количества  $A : C : B : S$  на проценты и приводя сумму к 100, получаем  $a : c : b : s$  и дополнительные параметры:

$$f' = 37; m' = 47; c' = 16; n = 84; t = 1,3; \varphi = 24.$$

Удобнее всего все эти перечисления производить с помощью счетной линейки. Сложение удобнее всего производить на счетах.

### 2. Составы пересыщенные глиноземом Андезит. Извержение 1902 г. Мон-Пеле на Мартинике

Весовые проценты	Молекулярные количества		
SiO <sub>2</sub> 60,60	1010	}	1018 . . . . . S
TiO <sub>2</sub> 0,56	008		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 18,63	182	}	126 - 116 = 010 × 2 = 020
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,77	011		
FeO 5,10	071		
MgO 2,76	069	}	182 B
CaO 6,52	116		
Na <sub>2</sub> O 2,80	045	}	. . . . . C
K <sub>2</sub> O 0,97	011		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,09			
П.п.п. 0,25			
100,05			
	A = 112	a = 7,8	
	C = 116	c = 8,1	
	B = 182	b = 12,7	
	S = 1018	s = 71,4	
	N = 1428		100

Как и в первом примере, находим  $A$ ; после вычитания  $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$  видно, что разность (126) больше  $CaO$ . В таком случае все число атомов  $Ca$  (116) уйдет с  $C$ , которое будет равным 116. Остается избыток  $Al_2O_3$ , т. е. разность  $126 - 116 = 010$ . Умножая это число на 2, получаем число атомов  $Al$ , которые войдут в  $B$  вместе с  $Fe_2O_3$  (перечисленным на  $FeO$ ),  $FeO$  и  $MgO$ . Дальше — как в первом примере.

Дополнительные параметры:  $a' = 11$ ;  $f' = 51$ ;  $m' = 38$ ;  $n = 80$ ;  $t = 0,8$ ;  $\varphi = 12$ .

### 3. Составы пересыщенные щелочами Пантеллерит. Остров Пантеллерия

Весовые проценты	Молекулярные количества		
SiO <sub>2</sub> 64,54	1075	}	1086 . . . . . S
TiO <sub>2</sub> 0,90	011		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 11,49	113	}	113 × 2 = 226 . . . . . A
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,14	032		
FeO 2,99	042		
MgO 0,89	023	}	056
CaO 0,64	012		
			91 . . . . B

Весовые проценты		Молекулярные количества	
Na <sub>2</sub> O	5,46	088	} 138—113=025×2=050 . . . . . C
K <sub>2</sub> O	4,66	050	
П.п.п.	3,23	A = 226	a = 15,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	C = 50	c = 3,4
		B = 91	b = 6,3
		S = 1086	s = 74,7
100,10			
		N = 1453	100

Сложив Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O, получаем сумму (138), большую, чем Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (113). Следовательно, весь Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> войдет в алюмосиликаты щелочей и число атомов К и Na в алюмосиликатах будет равно 2Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 226 (A). Остается еще избыток щелочей 025. Этот избыток, удвоенный, равен числу атомов Na, входящих в C. На то же число надо уменьшить число атомов Fe, остаток входит в B.

Дополнительные параметры: f' = 62; m' = 25; c' = 13;

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

#### 4. Составы сильно пересыщенные щелочами Уртит. Кольский полуостров

Весовые проценты		Молекулярные количества	
SiO <sub>2</sub>	45,26	761	. . . . . S
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,37	270×2=540	. . . . . A
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,53	022×2=044	} 56 . . . . . C
FeO	0,49	009	
MnO	0,19	003	
MgO	0,33	008	
CaO	1,22	022	
Na <sub>2</sub> O	17,29	281	} 319—270=49×2=98—56=42 } 72 B
K <sub>2</sub> O	3,51	038	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40		
99,59			
		A = 540	a = 37,8
		C = 56	c = 3,9
		B = 72	b = 5,0
		S = 761	s = 53,3
		N = 1429	100

Избыточное число атомов Na, не входящее в состав алюмосиликата (98), больше числа атомов Fe (+ Mn) на 42 (98—56=42). Все железо войдет в C, а 42 атома Na — в B.

Дополнительные параметры: n' = 59; m' = 11; c' = 30; n = 86.

\* \* \*

Изложенный выше способ перечисления химических анализов магматических пород, предложенный Заварицким, удовлетворяет ряду важных требований. Это перечисление выражает главные особенности химического состава магматических пород при помощи

отношений четырех чисел главной характеристики и трех (или двух) дополнительных. Одновременно достигается полное однозначное соответствие цифр этих числовых характеристик с семью цифрами главнейших окислов, входящих в состав породы. Заварицким установлена далее возможность замены цифр анализа группами отношений (не более четырех чисел), что позволяет легко нанести эти отношения на сравнительно простую диаграмму.

Удобнее всего для проектирования этих четырех чисел пользоваться барицентрической диаграммой, аналогичной той, которая использовалась и ранее Озанном и другими петрографами и широко используется в физической химии. Предлагаемые Заварицким числовые характеристики выражают однозначно ряд отношений между семью числами. В этих числах даны

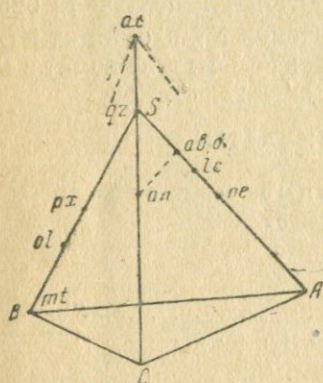


Рис. 3. Тетраэдр с точками проекций нормативных порообразующих минералов.

*ol* — анортит; *lc* — лейцит; *ne* — нефелин; *px* — пироксен; *ac* — акмит; *mt* — магнетит; *ab* — альбит; *or* — ортоклаз; *ol* — оливин; *qz* — кварц

шесть независимых переменных. Простейшим геометрическим элементом, именно точкой, отношение семи чисел может быть изображено только в шестимерном пространстве. Поэтому вместо двух точек Заварицкий применяет векторы, их соединяющие; посредством этих векторов можно построить диаграмму в трехмерном пространстве.

Для упрощения Заварицкий предлагает системы проекций, одну для главных характеристик и другие для дополнительных. Эти системы проекций он соединяет в один целый геометрический образ, дающий полное представление об особенностях составов, выраженных в числовых характеристиках.

Для основной числовой характеристики химических составов, представленной четырьмя числами, при использовании барицентрической диаграммы можно получать одну точку. При этом Заварицкий за основу проекции принимает прямоугольный тетраэдр.

На рис. 3 показано расположение точек проекций (фигуративных точек) виртуальных или нормативных минералов, их минералов, т. е. простейших их составов, в правильном тетраэдре. Для этих минералов получаются следующие отношения параметров основной характеристики:

	$a:c:b:s$		$a:c:b:s$
Кварц	0:0:0:1	Метасиликаты (пироксены; амфиболы приблизительно)	0:0:1:1
Ортоклаз и альбит	1:0:0:3	Оливин	0:0:2:1
Анортит	0:1:0:2	Слюды (приблизительно)	1:0:3:3
Нефелин	1:0:0:1	Рудные минералы и корунд	0:0:1:0
Лейцит	1:0:0:2		

Для реальных минералов — пироксенов, амфиболов и слюд, естественно, получаются отклонения от этих теоретических отношений:

	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>
Слюды	9,2—17,2	0—0,7	33,4—47,9	39,9—46,3
Роговые обманки	2,1—10,8	0—6,0	36,5—50,0	41,3—51,7
Пироксены	0—5,0	0—4,4	44,2—52,2	46,2—51,8

Параметры  $\bar{s}$  и  $s$  имеют прямо противоположный характер в отношении химического состава породы. При  $C > 0$  фигуративные точки состава помещаются внутри тетраэдра, в случае же  $a : \bar{c} : b : s$  они помещаются вне тетраэдра, как это показано на рис. 4

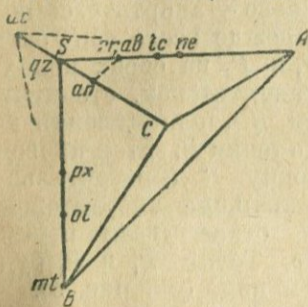


Рис. 4. Прямоугольный тетраэдр с точками проекций нормативных породообразующих минералов. Обозначения те же, что и на рис. 3.

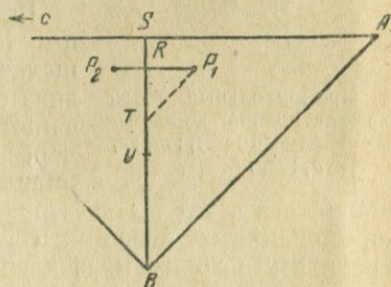


Рис. 5. Прямоугольный тетраэдр развернутый

Плоскости  $ABS$  и  $CBS$  развернутого прямоугольного тетраэдра проектируются на плоскость чертежа (рис. 5).

Каждая точка изображена в виде двух проекций  $P_1$  и  $P_2$ , причем  $SR = b$ ,  $R_1R = a$ ,  $PR = c$ . Для нахождения величины  $\bar{s}$  проводим прямую  $P_1T$  под углом  $45^\circ$  к осям координат (или  $RT = P_1R$ ) и затем откладываем отрезок  $TU = P_2R$  (можно сразу отложить отрезок  $RU = P_1P_2$ ). В таком случае получаем  $SR = b$ ,  $RT = P_1R = a$ ,  $TU = a$ , так как  $s = 100 - (a + c + b)$ , а мы приняли, что  $SB = 100$  следовательно,  $s = SB - (SR + RT + TU) + UB$ .

Координатные оси  $b + a + c$  Заварицкий называет: ось  $SA$  — ось щелочная,  $SC$  — аноргитовая,  $SB$  — фемическая. Координатные плоскости  $SAB$  и  $SCB$  он называет щелочной и известковистой. Изображение точек пространственной диаграммы получают в виде двух проекций на щелочную и известковистую грани основного тетраэдра. Составы, пересыщенные щелочами, занимают особое место, выходя за пределы тетраэдра. Следует отметить, что все фигуративные точки минералов и горных пород в данной системе проекций не выходят за пределы треугольников  $an - ne - mt$  и соответственно  $ac - ne - mt$  и, следовательно, построения занимают только центральную часть диаграммы, захватывающую эти треугольники.

Вычерчивать диаграмму удобно на клетчатой бумаге, приняв длину  $SB$  (ребро тетраэдра) равной 100 см (т. е. единица масштаба 1 см и точность нанесения точек 1 мм).

При построении диаграммы по Заварицкому поступают следующим образом.

На клетчатой бумаге наносят крупную сетку: примерно 6 квадратов в горизонтальном и в вертикальном направлениях, по 2,5 см в квадрате. В левой части проводят вертикальную линию, соответствующую фемической оси  $SB$ . Направо от нее будет находиться щелочное поле, налево — анортитовое поле.

Наносят прежде всего фигуративные точки  $P_1$  и  $P_2$  на обоих полях — щелочном и анортитовом, отсчитывая вниз от точки  $S$  число делений коэффициента  $b$  до точки  $R$ ; затем проводят через эту точку  $R$  горизонтальную линию, параллельную анортитовой и

щелочной осям,  $P_1 P_2$ ; на линии  $P_1 P_2$  откладывают отрезки, пропорциональные коэффициентам  $a$  и  $c$ . Точки  $P_1$  и  $P_2$  будут фигуративными точками, каждая в своем поле (см. рис. 5).

На этих фигуративных точках строят далее дополнительные векторы в точке  $P_2$  для  $f':m':c'$  и точке  $P_1$  для коэффициента  $n$  (рис. 6).

Чтобы вычислить положение и размеры вектора для отношения дополнительных параметров  $f':m':c'$ , строят прямоугольный треугольник, вершина которого совпадает с  $P_1$ . Сумма  $f' + m' + c'$  равна 100. Треугольник строится в масштабе, в 10 раз меньшем, чем основная диаграмма.

На построенном треугольнике  $f_1 m_1$  параллельна оси  $SB$ ,  $f_1 c_1$  параллельна оси  $SA$ .

Фигуративная точка, изображающая  $f':m':c'$ , соответственно  $a':f':m'$ , совпадает с  $P_1$ . Так как треугольник проекций прямоугольный и сторона его равна 100, а  $f' + m' + c' = 100$ , отрезок  $QR$  равен  $m'$ ,  $PR$  равен  $c'$  и  $PT$  равен  $f'$ . Параметром является гипотенуза с направлением направо и вниз. Длина и направление этого вектора определяют следующие химические характеристики горной породы.

Короткие векторы указывают на богатство железом, крутые, т. е. близкие к фемической оси — на богатство магнезией, пологие — на богатство свободной известью. По самому способу построения векторы, выражающие соотношение  $f':m':c'$  направлены вниз и направо, векторы, выражающие соотношение  $a':f':m'$  — вниз и налево. Последнее указывает на то, что мы имеем дело с породами, пересыщенными глиноземом (рис. 7).

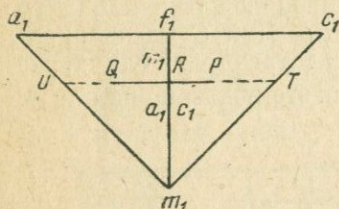


Рис. 6. Прямоугольный тетраэдр для построения дополнительных параметров  $f_1:m_1:c_1$  и  $a_1:m_1:f_1$ .

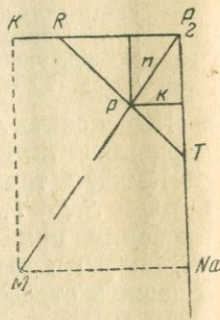


Рис. 7. Построение векторов для  $K$  и  $Na$ .

Числовые характеристики средних составов главнейших магматических пород по Дэли, с расположением самих пород в порядке классификации Лучицкого

Горные породы	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	SiO <sub>2</sub>
1. Дунит	0,2	0,4	65,1	34,3	—	9,0	90,5	0,5	100,0	40,49
2. Лерцолит	1,3	0,4	57,4	39,4	—	11,15	86,3	2,7	83,8	43,95
3. Гарцбургит (саксонит)	0,6	0,3	63,22	35,8	—	10,0	88,6	1,4	83,3	40,65
4. Берлит	2,8	1,9	50,4	44,9	—	20,9	67,1	12,0	75,0	45,07
5. Амфиболовый перидотит	1,6	2,0	56,7	39,7	—	17,7	78,2	4,5	71,5	40,91
6. Слюдяной перидотит	7,7	2,6	49,7	40,0	—	27,3	65,6	6,9	13,8	33,94
7. Кимберлит	2,2	0,6	60,8	36,4	—	11,9	78,7	9,4	27,3	34,72
8. Горнблендит	5,4	4,0	43,3	47,3	—	31,5	46,5	21,9	73,8	42,80
9. Вебстерит	1,1	1,4	48,5	49,0	—	12,3	69,2	18,5	70,0	52,33
10. Бронзитит	0,8	0,8	48,8	49,5	—	13,5	83,9	2,6	87,5	54,63
11. Диаллагит	2,2	2,8	46,1	48,9	—	27,3	40,4	32,3	72,2	46,93
12. Авгитит	13,0	4,8	30,1	52,1	—	42,8	32,1	25,0	73,2	42,25
13. Лимбургит	9,1	3,2	41,0	46,7	—	28,6	45,0	26,4	79,7	—
14. Кортландит	2,3	2,5	51,3	43,9	—	16,8	70,9	12,3	75,0	44,45
15. Пикрит	2,9	4,4	48,5	44,2	—	25,2	65,1	9,7	82,6	41,30
16. Анкарамит	4,2	3,2	44,9	47,7	—	20,5	53,4	26,1	70,6	43,82 (39,49)
17. Океанит	3,0	3,3	47,15	46,5	—	21,6	68,4	10,0	84,9	45,46
18. Оливиновые нориты	7,1	8,7	26,4	57,8	—	37,7	53,3	9,0	80,4	848,78
19. Нориты (без-оливиновые)	6,9	7,3	27,7	58,1	—	34,7	51,3	14,0	82,4	50,39
20. Оливиновые габбро	6,1	9,0	29,9	55,0	—	31,2	51,4	17,4	79,4	46,49
21. Габбро	7,9	8,4	24,9	58,8	—	33,3	46,9	19,8	80,4	48,24
22. Кварцевое габбро	9,6	6,8	18,5	65,1	—	51,3	39,6	9,1	75,0	54,39
23. Анортозит	10,6	16,7	5,8	66,9	—	41,1	42,5	16,4	88,1	50,40
24. Платобазальт	6,84	6,1	30,7	56,9	—	42,7	38,7	18,6	85,7	48,80
25. Мелафир	10,0	7,1	22,6	60,3	—	47,8	38,1	14,1	73,2	50,60
26. Базальты (все)	9,2	6,1	26,8	57,9	—	41,6	39,8	18,6	75,8	49,06
27. Долериты	7,4	6,0	28,6	58,0	—	38,6	41,2	20,2	79,5	49,94
28. Кварцевые базальты	9,3	6,7	20,2	63,8	—	32,7	53,2	14,1	78,9	55,40
29. Оливиновый диабаз	7,5	6,4	30,0	56,1	—	37,4	45,8	16,8	80,0	48,54
30. Диабаз	8,3	6,2	25,9	59,6	—	42,5	38,8	18,7	81,7	50,48
31. Кварцевый диабаз	7,6	5,4	25,5	61,5	—	50,8	31,7	17,5	76,4	52,34

Горные породы	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	SiO <sub>2</sub>
32. Диорит (без кварцевых диоритов)	10,8	5,8	14,5	68,9	—	44,7	42,8	12,5	31,8	56,77
33. Кварцевый диорит	10,6	5,7	11,7	72,0	—	50,6	41,7	7,7	71,1	61,59
34. Тоналит	9,1	7,0	11,7	72,2	—	52,4	54,8	42,8	61,8	61,32
35. Гранодиорит	12,4	4,5	8,3	74,8	—	49,6	39,7	10,7	66,7	65,09
36. Кварцевый монзонит	12,9	4,1	6,2	76,8	—	57,1	38,5	4,4	58,5	66,64
37. Гиперстеновый андезит	10,1	6,9	13,4	69,6	—	47,4	42,7	9,9	76,4	59,84
38. Авгитовый андезит	11,6	6,3	13,4	68,7	—	53,4	38,1	8,5	69,5	57,50
39. Андезит	11,1	6,4	12,0	70,5	—	51,8	40,6	7,6	75,2	59,59
40. Роговообманковый андезит	11,3	6,6	10,0	72,1	14,4	50,0	43,0	7,0	77,5	61,12
41. Слюдяной андезит	11,6	5,0	9,6	73,8	—	58,4	37,2	—	68,7	62,25
42. Дацил	12,8	4,3	7,0	75,9	9,8	55,9	34,3	—	68,9	65,68
43. Гранит	13,4	2,4	5,4	78,8	15,0	57,5	27,5	—	56,0	70,18
44. Риоцит и липарит	13,8	1,4	3,8	81,0	27,6	55,2	17,2	—	53,4	72,80
45. Кварцевый порфир	12,6	1,6	5,7	80,1	44,4	40,7	15,1	—	48,4	72,36
46. Щелочной гранит	15,6	0,1	4,1	80,2	—	79,4	11,1	9,5	62,2	73,30
47. Кварцевый кератофир	14,2	1,0	2,8	82,0	18,2	61,4	20,4	—	87,1	75,45
48. Пантеллерит	13,4	5,8	3,4	77,4	—	45,1	17,7	37,2	55,4	68,63
49. Авгитовый сиенит	14,3	5,7	19,3	60,7	—	45,0	37,3	17,7	69,4	51,59
50. Сиениты всех типов	15,5	3,2	11,9	69,4	—	47,1	35,6	17,3	57,5	58,65
51. Монзонит	13,8	4,7	15,6	65,9	—	43,0	36,6	21,4	59,5	56,12
52. Слюдяной сиенит	13,2	53,65	15,0	68,1	—	36,4	57,7	5,9	51,5	59,25
53. Щелочноземельный трахит	15,5	3,0	7,3	74,2	—	67,4	26,7	5,7	44,6	63,91
54. Нордмаркит	20,6	0,8	5,9	72,7	—	61,4	20,4	18,2	60,8	64,36
55. Щелочной сиенит	20,4	1,4	7,3	70,9	—	60,7	21,5	17,8	63,3	62,00
56. Пулассит	2,6	1,0	5,9	70,5	—	61,6	19,8	18,6	63,0	61,59
57. Окерит	16,0	3,6	8,2	72,2	—	63,9	29,4	6,7	65,2	61,96
58. Умптекит	21,9	0,1	10,3	67,7	—	55,2	15,6	29,2	64,4	60,01
59. Щелочной трахит	21,4	0,7	6,8	71,1	—	67,3	15,9	16,8	63,9	62,63

Горные породы	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	SiO <sub>2</sub>
60. Кератофир	19,2	1,4	8,5	70,9	17,9	56,9	25,2	—	60,0	61,51
61. Ромбенпорфир	24,6	1,4	8,5	65,5	—	52,4	23,8	23,8	70,1	56,36
62. Трахиандезит	18,0	2,8	11,2	68,0	—	59,0	18,6	21,7	70,0	57,84
63. Малиньбит	18,6	0,2	25,2	55,9	—	24,2	27,8	48,0	60,7	50,34
64. Лаурвикит	19,5	5,0	7,0	68,5	—	71,1	26,5	2,1	69,9	57,45
65. Луяврит	22,7	7,0	6,1	64,2	—	46,3	18,6	34,9	75,0	53,78
66. Лаурдалит	25,5	0,6	11,0	62,9	—	46,3	26,5	27,2	71,7	54,36
67. Нефелиновый сиенит	26,4	0,3	9,7	63,6	—	55,3	15,6	29,1	69,7	54,63
68. Фойяит	28,5	0,2	6,0	65,23	—	52,3	16,3	31,4	65,5	56,11
69. Канадит	23,9	3,2	14,1	58,8	—	10,3	19,1	20,6	81,0	49,07
70. Фонолит	27,5	0,3	5,3	66,9	—	59,7	10,4	29,9	72,2	57,45
71. Уртит	39,1	3,9	2,7	54,3	n=2,7	0,0	13,3	83,8	85,7	45,61
72. Фергусит	16,4	3,8	22,0	57,8	—	36,2	36,2	27,6	26,6	—
73. Фекиннит	9,6	4,8	36,4	49,2	—	30,1	42,7	27,2	81,7	41,70
74. Ййолит	24,3	0,4	25,6	49,7	—	31,2	20,9	47,9	86,6	42,81
75. Тешенит	13,9	4,4	25,4	56,3	—	40,9	34,2	24,9	77,3	45,52
76. Тералит	16,3	1,3	29,6	52,8	—	31,2	34,4	34,4	67,8	45,61
77. Эссекситовое габбро	10,6	6,2	26,3	56,9	—	37,0	38,6	24,4	73,7	46,79
78. Эссексит	13,1	5,9	22,0	59,0	—	43,4	32,2	24,4	74,2	48,64
79. Трахидолерит	14,8	3,9	23,1	58,4	—	42,4	33,1	24,5	68,2	49,2
80. Тефрит	11,0	6,1	23,7	59,2	—	42,8	30,0	27,2	53,2	49,14
81. Базанит	11,7	7,4	31,5	52,4	—	32,7	42,9	24,4	86,3	44,64
82. Нефелиновый базанит	11,5	4,7	32,1	51,7	—	30,3	47,3	22,4	77,4	44,20
83. Шюнкинит	12,8	1,6	31,8	53,8	—	25,0	41,5	33,5	44,9	48,66
84. Лейцитовый тефрит	10,5	6,5	23,8	59,3	—	42,2	31,6	26,2	48,6	49,9
85. Миссурит	18,3	2,7	40,1	48,9	—	20,8	52,7	26,5	26,6	44,27
86. Лейцитовый базальт	13,9	1,4	51,5	53,2	—	29,4	44,2	26,4	36,4	46,18
87. Лейцитит	18,4	2,6	20,2	58,8	—	40,1	46,0	13,9	35,2	46,90
88. Лейцитовый фсволит	25,8	2,1	6,2	65,9	—	68,4	18,6	12,8	50,3	54,89
89. Лейцитифир	25,1	0,3	16,3	58,3	—	39,3	19,2	41,5	64,1	49,83
90. Нефелинит	18,5	2,4	29,4	49,7	—	42,4	22,4	35,2	79,4	41,17
91. Нефелиновый базальт	10,9	3,4	40,3	45,4	—	29,0	43,0	28,0	75,6	39,87
92. Мелилит-нефелиновый базальт	8,3	2,1	48,6	41,5	—	22,1	50,1	27,8	75,8	37,56
93. Мелилитовый базальт	9,0	1,4	48,6	41,0	—	20,5	49,7	29,8	75,0	35,72
94. Гаюнофир	19,4	2,3	23,7	54,6	—	37,4	25,0	37,6	72,8	43,91

Числовые характеристики Заварицкого нанесены на диаграмму (рис. 8).

Пересчет химических анализов магматических пород по методу Заварицкого целесообразен по той причине, что он дает особенно ясную картину химических особенностей различных типов магматических пород (сравнительно с другими методами, в частности — Ниггли).

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Среди минералов магматических пород различают главные и второстепенные.

К главным относятся наиболее распространенные минералы, присутствие которых обуславливает отнесение горных пород к тому или иному типу. Так, главными минералами гранита являются кварц, калиевый полевой шпат (ортоклаз или микроклин), темные минералы (биотит, роговая обманка или пироксен), иногда мусковит, главными минералами габбро — клинопироксен, основной плагиоклаз.

Из числа лейкократовых минералов, т. е. светлоокрашенных, обогащенных щелочами или кальцием, по преимуществу силикатов, содержащих глинозем, главными являются кварц, ортоклаз, микроклин, плагиоклазы, заместители полевых шпатов — нефелин, лейцит и др., иногда мусковит; из числа меланократовых, т. е. темноокрашенных, магнезиально-железистых силикатов — оливин, пироксены, амфиболы, биотит.

Главные минералы характеризуются следующими петрологическими особенностями.

1. Кварц присутствует в магматических породах лишь в том случае, когда в магме имеется достаточное количество кремнекислоты, которая остается свободной, т. е. не идет на образование полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и других силикатов. Силикаты, богатые щелочами, богаты также и кремнекислотой, силикаты же, богатые кальцием, магнием и железом, сравнительно бедны ею. Поэтому чем богаче магма окислами, входящими в состав группы *fm* Ниггли (*b* Заварицкого), тем меньше кремнекислоты может присутствовать в породе, но кварц все же получится, так как окислы группы *fm* соединяются с небольшим сравнительно количеством кремнекислоты. Кварц устойчив при атмосферном давлении и температуре, начиная ниже нуля и вплоть до 870°. При том же давлении, но при более высоких температурах являются устойчивыми другие модификации кремнекислоты, именно при температурах 870° — 1470° — тридимит, выше 1470° — кристобалит (при температуре 1713° последний плавится). При медленном охлаждении или в присутствии минерализаторов при температуре ниже 870° как тридимит, так и кристобалит постепенно переходят в кварц, поэтому в глубинных породах мы находим только кварц. В свою очередь кварц имеет две модификации

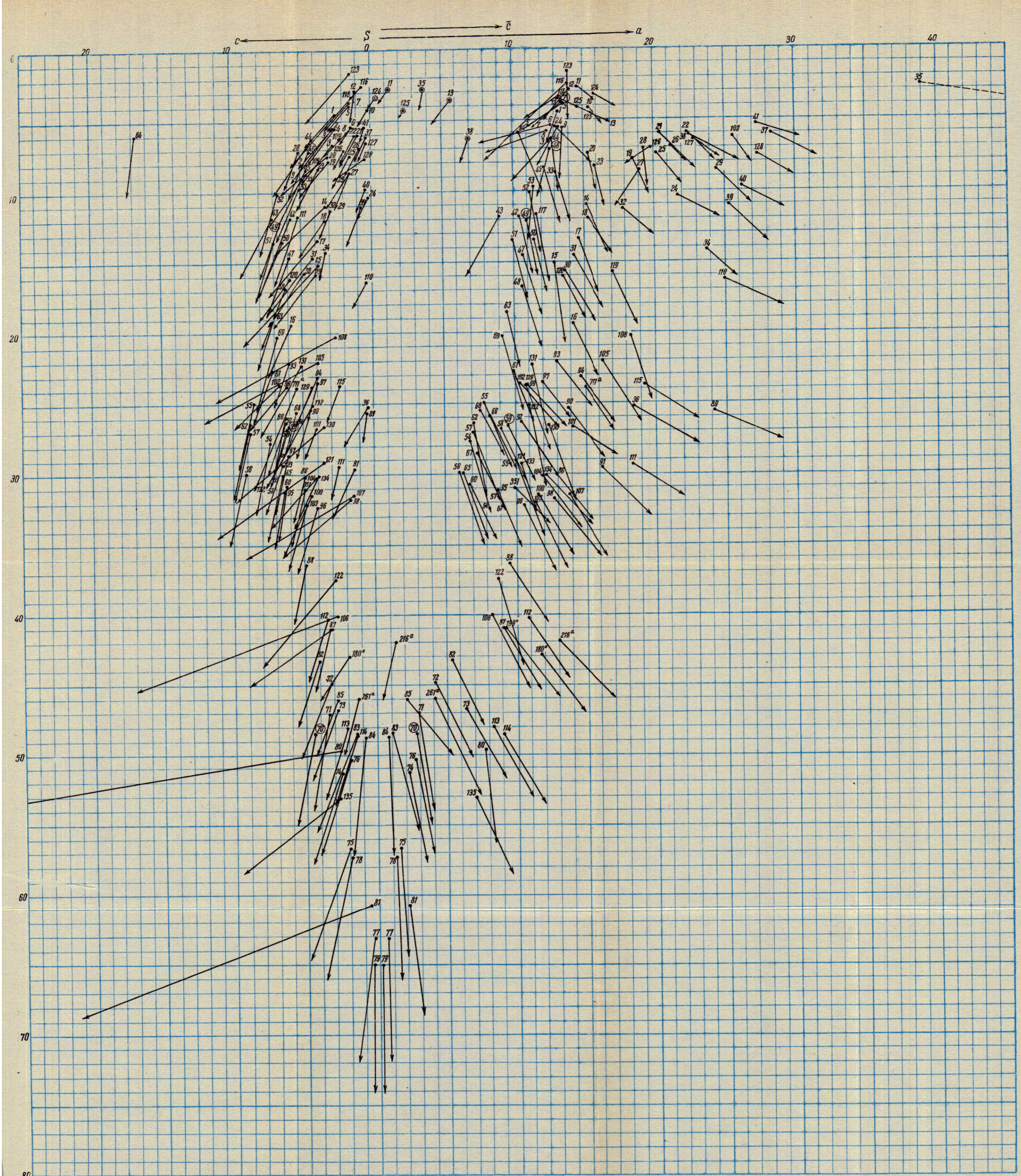


Рис. 8 Диаграмма химического состава магматических пород по Заварицкому  
 Масштаб : 1% = 0.5 см

с инверсией  $\alpha$ -кварца при температуре ниже  $573^{\circ}$  в  $\beta$ -кварц. В горных породах, выкристаллизовавшихся при более высокой температуре, чем  $573^{\circ}$ , мы находим только  $\alpha$ -кварц; в ряде крупнозернистых гранитов, в пегматитах, кварцевых жилах присутствует  $\beta$ -кварц.

В излившихся породах иногда может присутствовать кристобалит. Он известен в базальтах, андезитах, дацитах и других породах Кавказа и Закавказья; повидимому, широко распространен кристобалит в новейших альпийских лавах.

2. Щелочные полевые шпаты (ортоклаз и микроклин по  $64,7\%$   $\text{SiO}_2$  и альбит  $68,8\%$   $\text{SiO}_2$ ) и их заместители (лейцит  $55\%$   $\text{SiO}_2$ , нефелин — около  $44\%$   $\text{SiO}_2$ , содалит  $37\%$   $\text{SiO}_2$ , нозеан и гаюин по  $32\%$   $\text{SiO}_2$ ) в наибольшем количестве присутствуют в породах, особенно богатых щелочами. Поэтому чем более богата порода окислами группы *alk* Ниггли (*a* Заварицкого), тем она богаче этими минералами: в присутствии достаточного количества кремнекислоты выделяются щелочные полевые шпаты; если же в породе присутствует сравнительно небольшое количество кремнекислоты, то ее может быть недостаточно для образования щелочных полевых шпатов, и в таком случае вместо последних выделяются минералы, замещающие их, главным образом лейцит или нефелин. При особенно малом количестве кремнекислоты и большом содержании щелочей могут присутствовать только их заместители; если присутствуют эти последние, кварц во всех таких случаях отсутствует.

Редко калиевые полевые шпаты выделяются в изоморфной смеси с альбитом (анальбитом). При температуре ниже  $1000^{\circ}$  ортоклаз сохраняет свою структуру моноклинного кристалла, моноклинный же анальбит переходит в триклинный альбит и выделяется, образуя характерные криптопертитовые и микропертитовые структуры.

Часто встречаются тройные изоморфные смеси калиевых полевых шпатов (*Or*) с натровыми (*Ab*) и кальциевыми (*An*); в таком случае могут получиться натровые ортоклазы — анортклазы, состав которых иногда может быть изображен формулой  $\text{Or}_m \text{Ab}_n \text{An}_x (m > 0)$ .

3. Анортит ( $43,3\%$   $\text{SiO}_2$ ) присутствует в магматических породах в тем большем количестве, чем больше содержится в них  $\text{CaO}$  (*c* Ниггли); он почти всегда входит в состав плагиоклазов, образуя изоморфные смеси с альбитом; состав плагиоклазов зависит от относительного количества обоих полевых шпатов.

Кварц, полевые шпаты и их заместители в общем обладают светлой окраской; те породы, которые особенно богаты этими минералами, обладают наиболее светлой окраской, их поэтому и называют лейкократовыми составными частями (*λεικος* — белый).

4. Пироксены, амфиболы, биотит и оливин в наибольшем количестве выделяются из тех магм, которые особенно

богаты окислами группы *ft* Ниггли. Чем беднее магма кремнекислотой, тем больше метасиликаты (пироксены) замещаются более бедным кремнекислотой ортосиликатом — оливином ( $36-42\% \text{SiO}_2$ ). Минералы этой группы обыкновенно обладают темной, почти черной окраской; присутствие их сообщает породе темную окраску — меланократовые составные части (*μελανος* — черный). В породах, особенно богатых натрием, видную роль играют содержащие натрий (щелочные) амфиболы и пироксены. В породах, образовавшихся из более кислых магм, притом богатых минерализаторами, преобладающую роль играет биотит, характеризующийся содержанием довольно значительного количества  $\text{OH}$  ( $1,4-5,3\% \text{H}_2\text{O}$ ). В породах, более бедных кремнекислотой, магмы которых более бедны минерализаторами, например в сиенитах, диоритах, выделяются по преимуществу роговые обманки, отличающиеся обычно незначительным содержанием  $\text{OH}$  (до  $2,8\% \text{H}_2\text{O}$ ). Наконец, если порода еще более бедна кремнекислотой или же магма была особенно бедна минерализаторами, то по преимуществу выделяются не содержащие  $\text{OH}$  пироксены (например в габбро, норитах и других основных породах). Все эти минералы образуют часто довольно сложного состава твердые растворы. Из амфиболов в магматических породах присутствуют только моноклинные, из пироксенов — как моноклинные, так и ромбические.

5. Мусковит встречается как первичная составная часть только в кислых и достаточно богатых калием магматических породах, притом только в тех случаях, когда магма, давшая начало данной породе (граниту), была особенно богата минерализаторами. Первичный мусковит не встречается вместе с роговой обманкой и пироксенами.

Количество рудных минералов, встречающихся в магматических породах, значительно. Их насчитывается около 35; из них особенно часто встречаются магнетит, ильменит, хромит, пирротин, халькопирит, пирит, пентландит. Магнетит и ильменит обычно относятся к более ранним образованиям, чем силикаты.

Часто выделяют минералы контаминирующие, которые образуются во время кристаллизации магмы в результате захвата и ассимиляции соседних пород. Они отличаются своим химическим составом и не характерны для нормального состава магмы. Такие минералы образуются прежде всего при захвате магмой соседних глинистых пород. В процессе ассимиляции, в этом случае, происходит обогащение глиноземом гранитной магмы и выделяются богатые глиноземом минералы, в их числе силлиманит, плеонаст, ставролит, гранат (альмандин) и т. д. В случае ассимиляции карбонатных пород в этих магмах, обогащающихся  $\text{CaCO}_3$ , образуются минералы, обогащенные  $\text{CaO}$ , как, например, волластонит, скаполиты, гроссуляр, диопсид, эпидот, в случае ассимиляции доломитовых пород — хондрит и др.

К второстепенным относятся минералы, присутствующие в магматических породах в незначительном количестве. Некоторые из них можно отнести к характерным минералам, присутствие которых придает породе дополнительное видовое название, как кордиерит, топаз, турмалин, гранаты. Другие присутствуют в крайне различных относительных количествах. Некоторые из них относятся к викарирующим, т. е. замещающим друг друга: турмалин, замещающий слюды, канкринит, замещающий нефелин, и т. д.

Среди второстепенных минералов выделяют также минералы акцессорные, присутствующие обычно в количествах настолько малых, что в штуфах на них не обращают внимания и отмечают их только при исследовании под микроскопом. Присутствие или отсутствие их не отражается сколько-нибудь заметно на характере самой породы.

К акцессорным относятся минералы: апатит, циркон, титанит, монацит, касситерит, различные рудные (магнетит, титано-магнетит, ильменит и др.) Большое число акцессорных минералов содержат в своем составе редкие, редчайшие и другие ценные металлы и потому имеют очень крупное значение. Не менее велико их значение как минералов корреляционных, дающих возможность, независимо от окаменелостей, устанавливать одинаковый возраст определенных слоев осадочных пород, обнажающихся иногда и на значительных расстояниях друг от друга.

Главные минералы присутствуют обычно в количествах не менее 10%, в ряде случаев преобладают и составляют 70% породы. Количество акцессорных минералов в породе равно примерно 1% и редко достигает 3%.

В зависимости от условий образования различают следующие генетические типы минералов:

1. Эндогенные, генезис которых непосредственно связан с магматическими процессами. Их называют обычно также первичными.

2. Экзогенные или вторичные, образовавшиеся из первичных минералов в результате передвижения их в более высокие горизонты, где они под влиянием экзогенных процессов замещают ранее образовавшиеся минералы. Например: серицит и каолинит замещают полевые шпаты; хлорит — магнезиально-железистые глиноземсодержащие минералы, вроде биотита или роговой обманки; серпентин — безглиноземный магнезиально-железистый минерал — обычно развивается как вторичный по оливину. В некоторых случаях процесс образования вторичных минералов может быть сравнительно сложным. Таков, например, процесс мусковитизации кислых и средних полевых шпатов: происходит разрушение плагиоклаза и переход в мусковит изоморфной примеси минала ортоклаза, содержащего калий; в других случаях может происходить привнос  $K_2O$  из рядом расположенных калийсодержащих первичных минералов. В коли-

чественном отношении экзогенные минералы обычно играют подчиненную роль.

Первыми продуктами кристаллизации магмы являются железорудные минералы и апатит. Другие продукты кристаллизации магмы — полевые шпаты с фельдшпатоидами, оливины, шпорокены, амфиболы и биотит — обычно играют роль главных минералов. Они содержат в твердом растворе примеси и других элементов, замещающих натрий, калий, кальций, магний, железо, алюминий и кремнекислоту.

Кремний — изоморфно замещается германием.

Алюминий — изоморфно замещается галлием, железом, титаном, скандием, хромом и ванадием.

Кальций, натрий — изоморфно замещаются барием, стронцием, цезием, рубидием, слабее литием.

В пегматитовых остаточных расплавах, обогащенных летучими компонентами, могут выделяться в порядке нормального процесса кристаллизации редкие земли, Zr, Hf, Th, Ti (частью) Nb, Ta, W, U, Sn, Li (частью), Be, B. Эти элементы входят как главные составные части в такие минералы, как шпорокленит, эвксенит, гадолинит, монацит, торит, фергусонит, колумбит, берилл, сподумен и многие другие.

Барт обращает внимание, как на характерное явление, на то, что такой сильно литофильный элемент, как Rb, полностью изоморфный по отношению к K, никогда не образует самостоятельных минералов, но всегда встречается лишь в виде изоморфной примеси в различных калиевых минералах. То же относится к Ba, Sr, Cs, часто примешанным к твердым растворам полевых шпатов и крайне редко образующим самостоятельные кристаллы в остаточных магматических расплавах.

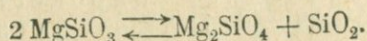
## ПОРЯДОК КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Имеется ряд химических соединений, близких до известной степени друг к другу по своему составу, которые могут выделяться из силикатного магматического расплава, сменяя друг друга по мере понижения температуры расплава. Расплав реагирует, постепенно изменяя свой состав, и вызывает образование все новых минеральных молекул.

Происходит не растворение и исчезновение минерала, а постепенное преобразование его в новый минерал. Получается серия реакционных по отношению друг к другу минералов, не образующих между собой ни изоморфных, ни эвтектических смесей.

Сущность таких реакционных процессов, в значительной степени регулирующих порядок кристаллизации минералов магматических пород, заключается в следующем, как это было установлено опытами Боуэна на простейшем примере — кристаллизации расплава, в состав которого входят  $MgO$  и  $SiO_2$ , как основные компоненты.

MgO и SiO<sub>2</sub> дают два соединения: Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, в котором отношение MgO:SiO<sub>2</sub> равно 2:1 (форстерит), и MgSiO<sub>3</sub> с отношением MgO:SiO<sub>2</sub>, равным 1:1 (энстатит). Первый плавится при особенно высокой температуре (1890°) конгруентно (без разложения); второй плавится при значительно более низкой температуре (1557°) инконгруентно (с разложением). Инконгруентное плавление энстатита характеризуется образованием расплава, обогащенного кремнекислотой, в котором можно установить примесь мелких кристалликов форстерита по формуле:



При охлаждении расплава, содержащего форстерит в расплавленном состоянии, до температуры около 1890° появляются кристаллики форстерита, постепенно растущие в числе и в размерах. При температуре 1557° кристаллики форстерита реагируют с расплавом, обогащенным кремнекислотой, по формуле, указанной выше. Если температура 1557° становится устойчивой, кристаллики форстерита постепенно растворяются, а взамен вырастают кристаллики энстатита. Когда форстерит полностью заменяется энстатитом, температура снова начинает постепенно понижаться, причем из такого расплава продолжает кристаллизоваться уже не форстерит, а энстатит.

Процесс такого же взаимодействия между минералами в силикатном магматическом расплаве, содержащем, кроме MgO и SiO<sub>2</sub>, также Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O, продолжается и далее по мере понижения температуры и выделения MgO и SiO<sub>2</sub>.

Согласно мнению Боуэна, по мере охлаждения магматического расплава происходят явления реакций между более высокотемпературными минералами и самим расплавом, постепенно обогащающимся все новыми и новыми компонентами, с образованием новых, более низкотемпературных минералов. В расплаве постепенно увеличивается по мере выделения энстатита содержание CaO, FeO. Энстатит становится неустойчивым в расплаве нового химического состава и постепенно заменяется более устойчивым в новом расплаве минералом — клинопироксеном (близким к диопсиду авгитом). При дальнейшем понижении температуры получают все более сложного состава и строения минералы — содержащие (OH) амфиболы, заменяющие клинопироксены. Их атомная структура более сложна: для них, в частности, характерно содержание OH, Na<sub>2</sub>O и других окислов. При еще более низкой температуре амфибол заменяется еще более сложным во всех отношениях биотитом, содержащим больше летучих компонентов (кроме OH, часто также F) и отсутствующую в амфиболах K<sub>2</sub>O. Биотитом этот ряд реакций заканчивается.

Такие же процессы взаимных реакций происходят среди темноцветных минералов в виде непрерывного перехода от более высокотемпературных богатых анортитом основных плагио-

клавов к более кислым и более богатым альбитом плагиоклазам вплоть до особенно богатых альбитом, а также и кремнекислотой.

Эти взаимоотношения, с одной стороны, среди темноокрашенных минералов (магнезиально-железистых), с другой стороны, — среди светлоокрашенных (плагиоклазов, калиевого полевого шпата и кварца), Боуэн изобразил в виде своей реакционной схемы. Согласно этой схеме, магнезиально-железистые минералы выделяются в такой последовательности: оливины → ромбические пироксены → моноклинные пироксены → амфиболы → биотиты. Каждый из этих минералов представляет собой твердый раствор (изоморфную смесь). Параллельно с изменением темноцветных минералов, при кристаллизации магмы идет изменение плагиоклазов, представляющих собой непрерывную изоморфную смесь от анортита до альбита. По мере остывания расплава плагиоклаз делается все более и более кислым и обогащается альбитом, изменяясь от наиболее богатого кальцием основного анортита до наиболее богатого натрием кислого альбита. Последними начинают кристаллизоваться калиевые полевые шпаты и, наконец, мусковит и кварц; правильнее считать, что мусковит кристаллизуется одновременно с калиевым полевым шпатом, иногда и ранее, в зависимости от физико-химических условий.

Одновременно с увеличением содержания щелочей в остающейся жидкой массе скопляются в большом количестве летучие вещества (минерализаторы).

Эта схема имеет большое значение для объяснения не только порядка кристаллизации минералов, но также и процессов дифференциации магмы, вплавления окружающих пород и т. д.

Не всегда кристаллизация идет по той упрощенной схеме, которая вытекает из схемы Боуэна, так как процессы кристаллизации магмы значительно более сложны. Нередко наблюдается выделение магнетита, апатита, циркона, позже других минералов, также более позднее выделение гиперстена, сравнительно с моноклинным пироксеном, и т. д.

Физико-химические свойства минералов, входящих в состав магматических пород, дают возможность делать некоторые существенные выводы относительно того, какие условия существовали при их образовании в кристаллизующейся магме.

Среди породообразующих минералов мы можем различать две группы с некоторыми чрезвычайно характерными особенностями их химического состава, в зависимости от того, могут ли они образоваться только в присутствии воды или также без нее:

1. Минералы гидатогенные, отличающиеся содержанием гидроксила или какого-либо летучего соединения, либо тем, что для их образования, как доказывают опыты, обязательно присутствие при кристаллизации воды или летучих соединений.

2. Минералы пирогенные, для образования которых присутствие воды и летучих веществ не обязательно. В их состав гидроксилы не входят.

*Минералы гидатогенные*

Кварц  
Ортоклаз, микроклин, альбит  
Содалит, нефелин  
Большая часть амфиболов  
Все слюды  
Эгирин  
Турмалин

*Минералы пирогенные*

Тридимит  
Анортит, основные плагиоклазы  
Лейцит  
Пироксены  
Оливин  
Мелилит  
Магнезит, ильменит, пирит

То обстоятельство, что многие породообразующие минералы, как мы видели, являются устойчивыми только в определенных температурных условиях, дает нам возможность судить и о тех температурах, при которых они вошли в состав изверженных горных пород. К числу таких минералов, играющих роль геологических термометров, можно отнести следующие:

°C	
575	β-кварц переходит в α-кварц
750	Зеленая роговая обманка переходит в бурую
870	α-кварц переходит в тридимит
900	Разложение тремолита
900	Диссоциация CaCO <sub>3</sub> при 1 атм
950	Плавление эгирина
840—1050	Биотит при обыкновенном давлении разлагается (инконгруэнтное плавление)
1170	Ортоклаз разлагается на лейцит и кремнекислоту (инконгруэнтное плавление)
1180	Волластонит переходит в псевдоволластонит
1557	Энстатит распадается на оливин с выделением кремнекислоты

Отсюда видно, что, если мы находим в породе β-кварц, температура кристаллизации была ниже 575°. Если находим биотит, образовавшийся при небольшом давлении, температура среды во время его кристаллизации была ниже 840° и т. д.

Подводя итоги тому, что нам известно относительно температурных условий существования этих и других минералов — геологических термометров, Шенд составил следующую шкалу температур образования различных магматических пород и тех пород, которые с ними тесно связаны:

*Условия и продукты кристаллизации магмы (по Шенду)*

<i>Условия</i>	<i>Продукты</i>
Температура кристаллизации низкая — ниже 375°	Кварцевые жилы и другие минеральные образования
Вода играет существенную роль	
Температура кристаллизации умеренная — 375—600°	Крупнозернистые породы, например породы с щелочными полевыми шпатами и кварцем или нефелином
Вода играет существенную роль	

## Условия

## Продукты

Температура кристаллизации умеренная до высокой — 600—1500°  
 Вода присутствует в значительном количестве  
 Температура кристаллизации высокая — свыше 1000°  
 Воды мало

Большая часть глубинных пород  
 Излившиеся породы (лавы)

Обычно считали, что температура кристаллизации магм высокая (около 1000°). В настоящее время установлено, что температура кристаллизации значительно понижается для силикатных магм, которые в большей или меньшей степени богаты минерализаторами, находясь под большим давлением, затрудняющим их удаление.

Температуры образования магматических пород  
 (по Фогту, 1923 г.)

	°C
Дунит	1500—1600
Перидотит	1400
Анортозит	1400—1450
Габбро и норит	1250
Диорит	1200
Сиенит	1100
Гранит	900—1000
Гранитный пегматит	700
Жилы аплита	400—300

Точно так же и температура лав считалась очень высокой — 1000—1200°. Джагар, исследовавший в 1917 г. лавы Гавайских островов, показал, что непосредственно измеренная им температура лав ниже их поверхности достигает всего 750—850°, высокая же температура лав на поверхности обусловлена реакциями, возникающими между атмосферой и минерализаторами при их передвижении к поверхности лавы.

Наблюдения советских ученых (Б. И. Пийп, А. А. Меняйлов) над температурой лав Ключевского вулкана на Камчатке показали их начальную температуру в 1145—1200°, но еще при температуре 870° лавы оставались жидкими, хотя и приобрели уже значительную вязкость.

Измерения температуры лав на вулканах Везувий и Килауэа дали (по Ларсену) для основных лав 800—900°, для кислых — 600—700°. Числа лабораторные и фактически наблюдаемые в природе в общем совпадают. Однако на температуру влияют газы и давление, что не поддается пока определению. Все данные говорят в пользу того, что сверхплавкие (летучие) компоненты значительно понижают температуру кристаллизации интрузивов. По Горансону, граниты кристаллизуются при температуре 600°.

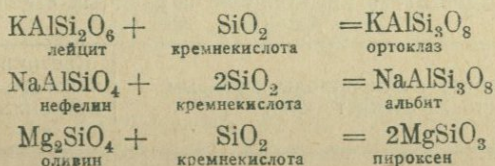
Согласно Кларку, относительные количества главных породообразующих минералов, входящих в состав горных пород, следующие (в %):

Полевые шпаты	59	Кварц	12
Метасиликаты	17	Слюда	4

На остальные минералы, таким образом, приходится всего 9%. Распределение главных породообразующих минералов среди излившихся и глубинных пород мало характерно. Можно сказать, что исключительно в глубинных породах встречаются такие минералы, как мусковит, турмалин, канкринит, для образования которых необходимо присутствие значительного количества минерализаторов; кристобалит и тридимит встречаются исключительно в лавах, так как при медленном охлаждении переходят в кварц; редко встречается среди глубинных пород лейцит.

Имеются некоторые правила совместного присутствия в магматических породах минералов и групп их; эти правила установлены эмпирически и одновременно вытекают из теоретических предпосылок.

Кварц отсутствует в породах, особенно бедных кремнекислотой, и никогда не встречается совместно с нефелином, лейцитом и другими заместителями полевых шпатов, очень редко встречается с оливином; чаще всего присутствует в кислых породах. Реакции, объясняющие причину отсутствия кварца в так называемых ненасыщенных породах, следующие



Мусковит никогда не встречается как первичный минерал совместно с пироксенами и роговой обманкой.

Оливин, являющийся первым в ряду темноцветных минералов по схеме Боуэна, реже, чем пироксен, встречается совместно с роговой обманкой и еще реже совместно с кварцем, хотя совместное нахождение кварца и оливина более широко распространено, чем раньше предполагали.

В горных породах, богатых щелочами, биотит замещается щелочными роговой обманкой и пироксенами, хотя нередко присутствует и одновременно с ними. Из схемы Боуэна следует, что чаще всего должны встречаться кислые породы с биотитом (граниты), средние породы с роговой обманкой (сиениты и диориты), основные породы с пироксенами и оливинами (габбро-нориты и базальты).

В породах, промежуточных между основными и средними, например в монцонитах, одновременно присутствуют пироксены и роговые обманки.

Характерна окраска роговых обманок: в кислых и средних породах зеленая, реже бурая, в основных обычно бурая.

В связи с условиями генезиса и содержанием в роговых обманках и биотите гидроксила стоит то, что для них условия кристаллизации в излившихся породах неблагоприятны, поэтому они к моменту излияния часто разлагаются с образованием авгита.

Распространение биотита в породах от кислых до основных тесно связано с большим содержанием щелочей.

Если количество щелочей уменьшается, биотит замещается роговой обманкой или пироксеном. Щелочные пироксены и амфиболы обычно присутствуют в щелочных породах, содержащих больше  $\text{Na}_2\text{O}$  или меньше  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , чем необходимо для образования алюмосиликатов.

Исключительно в породах, богатых щелочами, присутствуют такие минералы, как меланит, мелилит, богатые цирконием и титаном силикаты, как эвдиалит и эвколит, и др.

Силикаты глинозема встречаются в магматических породах только в тех случаях, когда магма ассимилировала породы, богатые глиноземом (глинистые или бокситовые).

Нефелин, лейцит и другие заместители полевых шпатов (кроме лазурита) присутствуют исключительно в магматических породах.

В излившихся породах присутствует иногда стекло разного состава и с различными показателями преломления (табл. 5).

Таблица 5

Показатели преломления природных стекол  
(по Джержу, 1924 г.)

Стекловатые породы или породы, которым эти стекла соответствуют	Средний показатель преломления	Колесания
Обсидиан или риолитовые стекла	1,492	1,480—1,510
Пехштейн	1,500	1,492—1,506
Иерлит	1,497	1,488—1,506
Пемза	1,497	1,488—1,506
Дацитовое стекло	1,511	1,504—1,529
Трахитовое .	1,512	1,488—1,527
Андезитовое .	1,512	1,489—1,529
Андезит-дацитовое стекло (по Белянкину)	1,533	—
Лейцит-тефритовое стекло	1,550	1,525—1,580
Тахилитовое, диабазовое и базальтовое стекла	1,575	1,500—1,620

### ОСОБЕННОСТИ АТОМНОЙ СТРУКТУРЫ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

С химическим составом магмы в самой тесной связи стоит минералогический состав продуктов ее кристаллизации. Следует иметь в виду, что на минералогический состав одновременно влияют также и физико-химические условия кристаллизации

магмы. Так, из одной и той же магмы могут кристаллизоваться при высоком давлении калиевый полевой шпат (минал ортоклаза —  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ), при малом — лейцит (минал лейцита —  $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$ ).

Окислы, присутствующие в магме, дают начало разнообразным миналам, т. е. простейшим комплексам окислов. Примерами миналов являются, кроме ортоклаза и лейцита, также альбит —  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , анортит —  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ , диопсид —  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  и т. д.

Эти миналы в сложном составе магмы не остаются отдельными друг от друга, но образуют минералы, представляющие собой изоморфные смеси (твердые растворы) двух, трех и более близких по составу миналов. Так, из смешения в разных относительных количествах миналов альбита и анортита получаются плагиоклазы — изоморфные смеси или твердые растворы, содержащие от 0 до 100% альбита и от 100 до 0% анортита. Миналы диопсида и геденбергита образуют также разнообразного состава твердые растворы — диопсид-геденбергитовые клинопироксены. Энстатит ( $\text{MgSiO}_3$ ) и ферросилит ( $\text{FeSiO}_3$ ) дают разнообразные твердые растворы ортопироксенов. Иногда эти твердые растворы имеют перерывы, как, например, твердые растворы миналов ортоклаза и анортита. В ряде случаев они же могут образовать и двойные соли, например  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  (диопсид),  $\text{CaF}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  и т. д.

Исследования Д. П. Григорьева показали, что изоморфизм магния и кальция существует, но он ограничен и зависит от типа химических соединений. У элементов и окислов он отсутствует. В силикатах одни соединения магния и кальция вполне изоморфны (диопсид — магниевый пироксен, система  $\text{Mg}(\text{Mg}, \text{Ca})[\text{SiO}_3]_2$ ); кальциевый пироксен отличается ограниченным изоморфизмом (только до 23% молекул двойного соединения), давая кристаллы с общей формулой  $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{Ca}[\text{SiO}_3]_2$ . По существу только кварц является чистым миналом (минералом), все остальные породообразующие минералы представляют собой твердые растворы, непрерывные или прерывные, часто в значительной степени сложные. Лучше могли быть изучены более простые минералы — оливины с преобладающими миналами форстеритом ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ) и fayalитом ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) и с небольшой лишь примесью других миналов, в частности ларнита ( $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ ), и тефрита ( $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$ ), плагиоклазы, ортопироксены и часть клинопироксенов (клиноферросилит — клиноэнстатит) и др. Более сложный минальный состав имеют другие клинопироксены, как авгиты или амфиболы; особенно сложен минальный состав у биотита и вообще у слюд.

Твердые растворы образуются — это следует из современного представления о минералах, как постройках из атомов, — легче всего тогда, когда замещаются атомы с равными или близкими друг другу радиусами ионов. При образовании плагиоклазов, например, Na легко замещается Ca, но не K; K легко замещается Ba, Mg — Ni или Co (например, при образовании оливинов).

Радиусы ионов отдельных элементов следующие:

$R_i$	$R_i$
Na 0,98	Ce 1,18
K 1,33	Si 0,39
Li 0,78	Zr 0,87
Mg 0,78	Ta 0,64
Ca 1,06	Nb 0,69
Ba 1,43	Al 0,57
Fe 0,82	Ti 0,64
Co 0,82	V 0,65
Ni 0,78	Cr 0,64
Y 1,06	

При выяснении условий кристаллизации первичных минералов большое значение имеет знание их атомной структуры, а также их отношения к температурным и другим физико-химическим условиям.

Вопросы атомного строения породообразующих минералов особенно детально изложены Заварицким в его труде „Введение в петрохимию“ (1944 г.).

Как показало рентгенометрическое изучение строения кристаллов, неорганические соединения характеризуются тем, что вокруг катионов, обладающих небольшими размерами, симметрично располагаются кислородные или иные анионы значительно более крупных размеров. Такая закономерность в расположении анионов наблюдается даже и тогда, когда это вовсе не требуется симметрией кристалла. Анионы располагаются вокруг катионов возможно более тесно. На рис. 9 изображен тетраэдр кремнекислоты в кварце: малых размеров атом кремния (черный шар) окружен четырьмя атомами кислорода, скрывающими его; атомы кислорода располагаются по углам тетраэдра, а атом кремния располагается в центре тетраэдра.

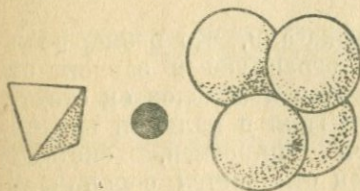


Рис. 9. Тетраэдр кремнекислоты в кварце.

Расположение четырех атомов кислорода по углам тетраэдра вокруг атома Si или Al особенно характерно для алюмосиликатов. Иногда они также располагаются вокруг атомов Fe, Mg, Mn, Be и др. Для атомов Al, Fe, Mg, Mn, Ti и др. характерно расположение шести атомов кислорода по углам октаэдра. Более обширные группы атомов кислорода могут располагаться вокруг крупных атомов катионов Na, K, Ca, Ba и др., в количестве иногда до 7—12.

Основными единицами атомного строения неорганического вещества можно считать структуры октаэдрическую и тетраэдрическую. Из них построены сложные решетки кристаллов, например из групп тетраэдров, у которых общими являются две вершины соседних тетраэдров.

Химические свойства кристаллического соединения определяются не только расположением атомов анионов и катионов, входящих в состав решетки, но также и теми электростатическими силами, которые связывают всю постройку. Атомы в кристаллической решетке можно рассматривать как ионы с характерными для них электрическими зарядами и радиусами. Потенциальная энергия в такой постройке имеет минимальное значение, энергия главным образом электростатическая. Когда суммы положительных и отрицательных зарядов равны, химический закон валентности удовлетворяется. Однако из этого не следует, что равновесие достигается соединением попарно положительных и отрицательных атомов структуры. Происходит это потому, что каждый положительный заряд окружен несколькими отрицательными зарядами и наоборот. Молекул, таким образом, не существует. Заварицкий говорит, что мы должны рассматривать положительную валентность катиона, как распределенную поровну между окружающими анионами, число которых определяется не числом катионов, но относительными размерами их.

В ряде алюмосиликатов связаны друг с другом тетраэдрические группы, в центре которых находятся кремний и алюминий.

В кислороде, который связан как с кремнием, так и с алюминием, четверть валентности остается ненасыщенной. Она может быть уравновешена в том случае, когда в эту структуру входят также более крупные одновалентные или двухвалентные ионы. Окруженные восемью или более атомами кислорода, они, естественно, связывают меньшую долю валентности. По этой причине в качестве оснований в состав алюмосиликатов входят только K, Na и Ca, но не Mg и Fe. Это и является основным положением химии силикатов магматических пород — резкое различие в поведении, с одной стороны, K, Na и Ca, а с другой — Mg и Fe.

Наши современные представления относительно атомного строения минералов совершенно по-новому осветили широко распространенные среди них изоморфные замещения. Раньше эти минералы рассматривались как смеси идеальных химических соединений. Такого рода представления Заварицкий называет до известной степени условными. Структуры минералов представляют собой непрерывные решетки атомов, и в минералах, обладающих переменным составом, происходит замена одних атомов или групп атомов другими.

В этом смысле более правильным является выражение твердые растворы, а не изоморфизм. При этом возможность такого рода подстановок, замены, зависит в большей мере от размеров ионов, чем от валентности.

Наиболее простыми будут случаи, когда и размеры ионов и валентность одинаковы, например  $Mg^{++}$  и  $Fe^{++}$ .

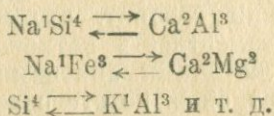
С другой стороны, общеизвестно, что натрий изоморфно замещается кальцием чаще, чем калий — кальцием. Это легко

объясняется тем, что Ca и Na имеют одинаковые радиусы ионов, в то время как радиус иона K гораздо больше, чем радиус иона Ca.

Другой пример: Ti и Si оба четырехвалентны, но Ti никогда не встречается в четверной координации, аналогичной Si, а всегда в шестерной, аналогичной Al. Поэтому неправильно объединение титанатов и силикатов, как это обычно делается в минералогии.

Следует твердо помнить, что замена ионов различной валентности всегда подчиняется основному условию: общая положительная и общая отрицательная валентности должны быть уравнены.

Из этого вытекают такого рода замещения, широко распространенные среди силикатов:



Все главные породообразующие минералы магматических пород являются силикатами. В них наиболее прочно связаны друг с другом кремний и кислород, и уже потому расположение атомов этих двух элементов можно рассматривать как скелет силикатов.

Можно рассматривать сложные кремнекислородные каркасы как кислотные радикалы. Однако надо полностью отказаться от представления о силикатах, как о соединениях металлического иона и кислородного радикала в обычном смысле, имеющих место в солях анионов  $\text{SO}_4$  и  $\text{CO}_3$ .

Во многих силикатах часть кремния замещается алюминием. Как результат этого, изменяется отношение кремния к кислороду. Несмотря на это, можно все же рассматривать этот алюминий вместе с кремнием как часть каркаса. Однако с такой заменой кремния алюминием, как было сказано выше, связаны существенные изменения в химическом атомном строении. По этой причине получается значительное различие между простыми силикатами и алюмосиликатами. Для всех силикатов характерно то, что небольших сравнительно размеров атом кремния располагается внутри тетраэдра между четырьмя атомами кислорода значительно более крупных размеров.

Это расположение атомов исключительно характерно для силикатов, а связь между кремнием и кислородом настолько крепкая, что тетраэдр, в котором располагаются по углам четыре атома кислорода, имеет почти постоянный размер и правильную форму, независимо от того, какая бы ни была в остальном структура атомной постройки.

Расстояние атома Si от атома O около  $1,6 \text{ \AA}$ , а между двумя атомами кислорода — около  $2,6 \text{ \AA}$ .

Крайне разнообразные типы кремнекислородного каркаса в силикатах получаются в результате соединения различными способами; наподобие полимеризации, этих кремнекислородных тетраэдров.

Одним из крайних типов является отдельная группа  $\text{SiO}_4$ , например оливин; другой крайний случай, когда каждая из вершин тетраэдра связана с вершиной соседнего тетраэдра — в кварце и других минералах группы кремнезема.

В последнем случае каждый из четырех атомов кислорода приходится на два атома кремния. Поэтому формула кристаллической решетки свободного кремния будет  $\text{SiO}_2$ . Радикал насыщен до пределов.

В другом предельном случае получаем отношение кремнекислоты к кислороду, равное 1:4.

Все другие промежуточные типы кремнекислородных структур представляют различные связи кремнекислородных тетраэдров друг с другом.

Выделяются следующие главные типы атомных структур силикатов:

1. Отдельная группа  $\text{SiO}_4$  — входит в состав так называемых ортосиликатов. Главнейший из таких минералов — оливин, состав  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ; сюда же относится и циркон, состава  $(\text{Zr}, \text{Si}) \text{O}_4$ . Четыре атома кислорода, окружающие атом кремния, не связаны в данной структуре ни с одним другим атомом кремния. Каждый из атомов кислорода имеет одну свободную валентность. Эти валентности уравниваются обычно атомами  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  — металлическими катионами.

2. Кремнекислородные цепочки — имеются в пироксенах (рис. 10). Здесь один тетраэдр связан с другим одной вершиной, образуя бесконечный ряд. Два атома кислорода в каждом тетраэдре связывают атомы кремния, и потому они инертны; другие два остаются активными. Такие группы отвечают метасиликатам; однако в них не видно признаков отдельных групп  $\text{SiO}_2$ . Общая формула их —  $\text{R}(\text{SiO}_3)$ .

3. В группе амфиболов (рис. 11) имеются двойные цепочки, состоящие как бы из двух цепочек первого типа,

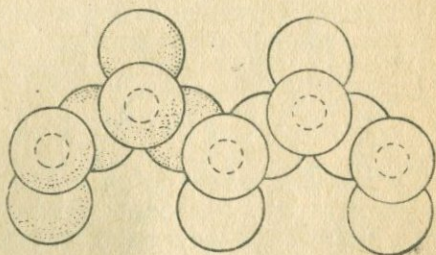


Рис. 10. Кремнекислородные цепочки в пироксенах.

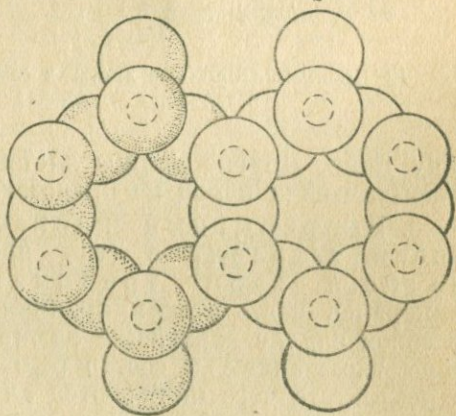


Рис. 11. Двойные кремнекислородные цепочки в амфиболах.

которые связаны друг с другом посредством атомов кислорода, находящихся в вершинах каждого тетраэдра. В то время как в тетраэдрах пироксенов имеется  $\text{Si}_2\text{O}_6$  при расстояниях между атомами кислорода  $5,25 \text{ \AA}$ , в амфиболах (роговых обманках) имеется двойная цепочка или лента, отдельная клетка которой характеризуется присутствием  $\text{Si}_4\text{O}_{11}$ . Общая формула амфиболов —  $(\text{OH})_2 \cdot \text{R}_7 (\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$ .

4. Кремнекислородные листы — получаются при соединении трех вершин каждого тетраэдра с вершинами соседних тетраэдров. В простейшем виде такие листы изображены на рис. 12. Такие кремнекислородные листы характерны для ряда пластинчатых минералов, в первую очередь для слюд и талька. В слюде часть кремния замещена алюминием, соответственно по формуле  $\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$  или удвоенной формуле  $(\text{Al}_2\text{Si}_6)\text{O}_{20}$ . Кремнекислородные листы связываются между собой металлическими катионами, располагающимися между ними.

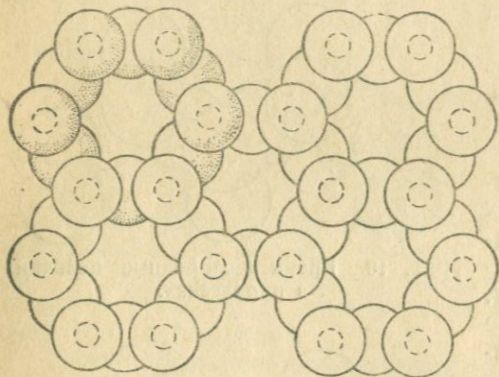


Рис. 12. Кремнекислородные листы в слюдах и тальке.

Другие формы листов интереса для петрографии магматических пород не представляют.

5. Непрерывный каркас из связанных между собой тетраэдров (три пространственных измерения) — имеется в кварце, тридимите, кристобалите. В ряде минералов часть атомов кремния замещена атомами алюминия. В таком случае вхождение алюминия должно быть компенсировано вхождением в состав решетки металлических катионов, в результате чего получают алюмосиликаты, широко распространенные в магматических породах.

Тетраэдрические группы, связанные в данной структуре в семи вершинами, обуславливают формулу  $\text{R}'(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_8$ , как, например, в альбите —  $\text{Na}(\text{AlSi}_3)\text{O}_8$ , и в анортите —  $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_8$ . В эту группу минералов входят все лейкократовые (салические) минералы магматических пород. В нефелине половина Si замещается Al, что дает формулу  $(\text{SiAl})\text{O}_4$ .

В отдельных случаях в промежутках структуры вмещаются такие группы, как  $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCO}_3$  и др. (в содалите, канкрините и др.).

Исключительно интересна роль тех или иных силикатов в магматических породах в зависимости от их атомной структуры.

Наиболее простую атомную структуру имеют минералы, наиболее рано выпадающие из магматического расплава, именно оливины, которые представляют крайний тип феррических минералов. Усложнение атомной структуры с появлением сперва простых цепочек кремнекислородных тетраэдров в пироксенах, затем более сложных структур двойных цепочек в амфиболах и далее листов, характерных для слюд, полностью совпадает с порядком кристаллизации (оливины → пироксены → амфиболы → слюды).

Наконец, пространственный каркас лежит в основании всех атомных структур силикатных минералов. Сюда относятся: плагиоклазы, калиевые полевые шпаты и заместители полевых шпатов, которые с точки зрения атомной химии объединяются в одну магматическую группу.

## МАГМА

Магмой называют природные расплавы, образующиеся в тех частях земной коры, где температура достаточно высока, чтобы силикаты и сульфиды находились в жидком состоянии, и где достаточно велико давление, чтобы удержать в расплаве также и те летучие компоненты, которые присутствуют в магме в больших или меньших количествах.

При остывании магмы дают начало разнообразным магматическим породам.

Сами магмы в большинстве случаев представлены силикатными высоко нагретыми расплавами, состоящими из жидкой и газообразной фаз, к которым по мере кристаллизации прибавляется все большее и большее количество твердой фазы, обычно в виде кристаллов разнообразных минералов, в основном в зависимости от химического состава магмы.

При затвердении и превращении в магматические горные породы магма теряет газы и пары воды. Следовательно, химический состав ее должен в значительной степени отличаться от состава горных пород, образовавшихся из нее. Поэтому с химической точки зрения горные породы можно определить, как магму, затвердевшую и почти полностью лишенную летучих компонентов (минерализаторов). Расплавляя магматическую породу, мы не получаем расплава того же состава, как магма, давшая начало этой горной породе.

Ниггли рассматривает магму, как принадлежащие внутренним частям земного шара или там образовавшиеся высокотемпературные молекулярные растворы большого пространственного размера и геологически самостоятельные. Магматические растворы, газы и пары дают начало образованию также и месторождений аксессуарных минералов, связанных с магмами. При вулканических извержениях магмы текут как лавы, часто сопровождаясь пароксизмами взрывов в результате отдачи газообразной фазы. Отсюда ясно, что магмы обладают сложным

составом и что в них растворены как тугоплавкие, так и легкоплавкие компоненты.

Точных сведений о химическом составе и физическом состоянии магмы и превращении ее в горные породы мы до сих пор не имеем, так как мы не можем получить магму с присутствующими в ней летучими веществами и можем судить о ней только косвенно.

Большую помощь в деле изучения магмы оказывает исследование искусственных силикатных расплавов с физико-химической точки зрения при высоких температурах, а в последнее время также и при высоком давлении, удерживающем в них летучие компоненты и в первую очередь воду.

Для того чтобы получить возможно более полное представление о физических и химических особенностях магм и законах их кристаллизации, мы рассматриваем их, как силикатные растворы, подчиняющиеся определенным, уже известным законам физико-химии.

### ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ МАГМЫ

В магматических породах обычно присутствует более или менее значительное количество остатков тех летучих компонентов, которые содержатся в самой магме. Так, в большом числе минералов наблюдаются обычно очень мелкие, микроскопически малые включения жидких и газовых фаз воды и углекислоты.

В ряде стекловатых пород, как, например, в пехштейнах и вообще вулканических стеклах, представляющих собой переохлажденные магмы, также присутствуют значительные количества главным образом воды (до 10% и более).

Во время извержений вулканов наблюдается выделение из лавы часто огромных количеств летучих веществ, обычно, в первую очередь паров воды. Пока магма находится на глубине в земной коре, газы не могут сколько-нибудь свободно удалиться за пределы магматического бассейна и сохраняются в самой магме в растворенном состоянии. Но когда магма приближается к поверхности земли или выходит из земли, газы вырываются из магмы в огромных количествах.

Весовые проценты содержания воды были установлены Вашингтоном и Дэли в следующих породах и размерах:

Гранит . . . . .	0,69	Габбро . . . . .	1,10	Фонолит . . . . .	1,79
Сиенит . . . . .	0,72	Липарит . . . . .	1,54	Андезит . . . . .	1,20
Нефелиновый сиенит	1,38	Трахит . . . . .	1,09	Базальт . . . . .	1,69
Диорит . . . . .	1,12				

Насколько велики количества выделяемых из магм летучих компонентов, видно по таким примерам.

Во время извержения Везувия в 1906 г. в результате непрерывных взрывов над ним поднялся столб главным образом паров воды, достигший 13 000 м высоты и продержавшийся в течение 20 часов на этой высоте.

На Аляске в районе долины, называемой „Долиной десяти тысяч дымов“, установлено ежегодное выделение соляной кислоты в количестве 1250 000 т и плавиковой кислоты — 200 000 т; в прежние времена выделение этих летучих компонентов было значительно больше.

Гилдули полагал, что вода присутствует в жидкой гранитной магме в количестве около 8%, а в основной — около 4%. Много данных получено при изучении газов, выделяющихся из лав Гавайских островов.

Таблица 6

Химический состав газообразных продуктов лав Килауэа  
(по Дею, Шенгерду и Яггару, 1912—1919 гг.)

CO <sub>2</sub>	CO	H <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	S	Cl <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	N <sub>2</sub>
47,68	1,46	0,48	11,15	0,42	0,04	0,04	36,18	2,41
11,12	0,92	1,42	—	—	8,61	0,02	77,50	—
6,63	0,22	0,15	3,23	5,51	—	1,11	80,31	2,37

Подводя итоги ряду химических анализов летучих компонентов, выделяющихся из лав Килауэа, Шенгерд подсчитал, что на долю воды приходится 70% общего количества выделяющихся газов, на втором месте стоит CO<sub>2</sub>, на третьем — SO<sub>2</sub>.

Летучие компоненты вызывают понижение температуры плавления ряда других компонентов, входящих в состав магмы, кроме того, они обуславливают выделение из магмы тех или иных новых минеральных фаз. Большое значение имеет также и то, что эти компоненты могут вызывать повышение растворимости других компонентов. Так, например, присутствие в магме CO<sub>2</sub> может вызывать повышение растворимости CaO. Летучие компоненты, таким образом, могут оказывать влияние на последовательность кристаллизации магмы, вызывая изменения в ней сравнительно с сухими расплавами.

Присутствие в магме летучих способствует развитию процессов ассимиляции, т. е. растворения ею соседних пород.

В том случае, когда магма, содержащая летучие, находится на не особенно значительной глубине, сумма парциального давления всех компонентов может оказаться в связи с процессами кристаллизации и обогащением остаточного расплава летучими больше, чем внешнее давление горных пород, налегающих на магматический бассейн. В таком случае может начаться кипение с выделением таких летучих, как H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, F и др. Эти летучие будут удаляться по трещинам и порам окружающих пород в более высокие горизонты земной коры или в боковые породы, вызывая в них те или иные изменения.

Большое петрогенетическое значение имеют летучие в том отношении, что они могут вступать в реакции с другими, нелетучими соединениями и давать начало новым соединениям, относящимся также к типу летучих. Так, галоиды дают начало летучим соединениям ряда металлов (железо, алюминий, титан и др.). В летучее состояние переходит в ряде случаев также и кремний.

С целью выяснения роли воды при кристаллизации силикатных расплавов, а следовательно и при кристаллизации в природных условиях гранитных магм, Горансон (1938 г.) провел ряд опытов с плавлением альбита и ортоклаза в присутствии воды, при высоких давлениях, в герметически запаянных металлических трубках. Эти опыты показали, что растворение воды в силикатном расплаве является функцией не только температуры и давления, но и химического состава силикатного расплава.

В этом отношении особенно хорошо изучена была система альбит—вода. Опыты показали, что растворимость воды в расплаве альбита повышается по мере повышения давления. На рис. 13 дана проекция на плоскости плавления в системе альбит—вода: температура  $T$  (ордината) от 800 до 1100° и давление  $P$

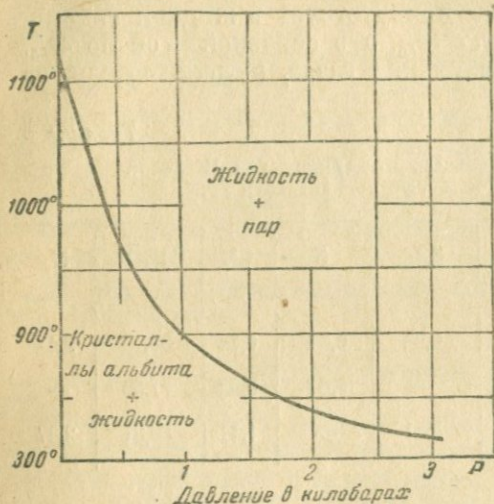


Рис. 13.  $PT$  — диаграмма системы альбит — вода (по Горансону).

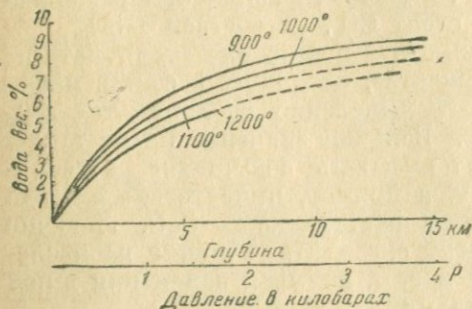


Рис. 14. Растворимость воды в расплаве альбита при температуре 900°, 1000°, 1100°, 1200° и при давлении 0—4 килобара (по Горансону).

(абсцисса) от 0 до 3 килобар. На этой диаграмме показано, что по мере увеличения содержания воды, а тем самым и с повышением давления температура плавления альбита понижается от 1100° при атмосферном давлении почти до 800° при давлении свыше 3 килобар. Дальнейшее повышение давления оказывает на понижение температуры плавления альбита лишь незначительное влияние.

В несколько ином виде показаны те же результаты на рис. 14, где, наряду с изображением влияния давления в кило-

барах на температуру плавления альбита, показаны также и глубины в земной коре, соответствующие этим давлениям. Это же показывают и данные табл. 7.

Таблица 7

Содержание растворенной воды в гранитном расплаве  
(по Горансону)

Давление в атмосферах	500	1000	2000	3000	4000
Соответствующая глубина в километрах	2,0	3,8	7,6	11,4	15,0
Растворимость воды в %	3,75	5,75	8,25	8,80	9,25

Результаты опытов Горансона над плавлением ортоклаза при вели его к тем же выводам (рис. 15). По мере увеличения содержания воды в расплаве ортоклаза и повышения давления понижается температура плавления ортоклаза от  $1200^{\circ}$  с лишним при нормальном давлении, до  $950^{\circ}$  при давлении около 2 килобар, причем incongruentное плавление ортоклаза происходит только при давлении менее 2 килобар, при большем давлении лейцит не образуется и ортоклаз плавится конгруентно.

Опыты плавления гранита и обсидиана и растворения в их расплавах воды показали, что получаются такие же кривые, как и при плавлении чистого альбита. Опыты показали также, что в расплавах смеси 25% кварца и 75% ортоклаза при давлении до 4 килобар растворимость воды всего на 1% ниже, чем в расплаве альбит — вода. В расплаве ортоклаз — вода, соответствующем сиенитовой магме, растворимость воды ниже на 1—1,5%.

Процесс растворения воды в расплавах горных пород экзотермический. В гранитном расплаве с температурой  $900^{\circ}$ , в котором, как показывает табл. 8, при давлении 1000 атм присутствует 5,75% воды, удаление 1% воды вызывает понижение температуры на  $3^{\circ}$ . Геологические термометры показывают, что гранитная магма кристаллизуется при  $870^{\circ}$ .

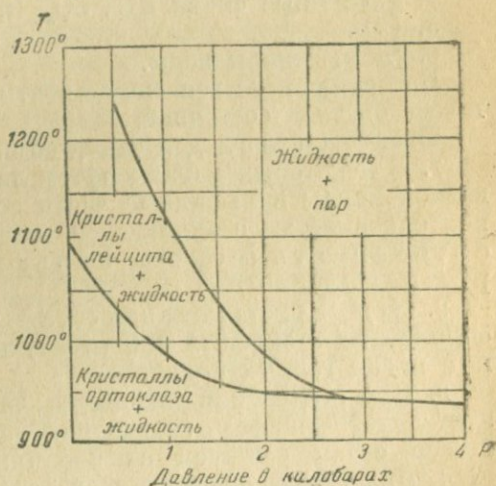


Рис. 15.  $P-T$  — диаграмма системы ортоклаз — лейцит — вода (по Горансону).

Рассмотренные выше результаты опытов Горансона, касающиеся смесей силикатных расплавов и воды, представляют собой экспериментальные данные, которые могут служить основанием для правильного суждения о роли летучих компонентов в магме.

В настоящей магме, кроме воды, присутствуют также разнообразные другие летучие компоненты, которые могут оказывать несколько иное влияние на ход магматических процессов.

В продуктах извержения Везувия и Этны Сен-Клер Девилье установил такую последовательность выделения летучих компонентов:

1. Безводные хлориды щелочей и марганца с небольшими количествами фторидов и с сернокислыми щелочами. Они выделяются либо из кратера, либо с поверхности лав, обладающих особенно высокой температурой.

2. Хлористый аммоний, много водяных паров, следы сероводорода и серы.

3. Соляная и серная кислоты с очень значительным количеством водяных паров, вместе с хлоридами железа и меди.

4. Различные смеси  $\text{HCl}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ .

5.  $\text{CO}_2$ .

6. Чистые пары воды.

По существу все компоненты магмы могут переходить в газобразное состояние.

Феннер (1938 г.) дал такой обзор магматических фаз:

1. В некоторых магмах путем ликвации выделяются из силикатной магмы сульфидные части ее, обладающие лишь частичной смесимостью с силикатной магмой. В результате образуются ортомагматические сульфидные рудные месторождения.

2. Путем кристаллизации образуется осадок преимущественно силикатных и окисных минералов, из которых получают крупные массы горных пород.

3. При ослаблении внешнего давления, как правило, образуется газовая фаза (магма начинает кипеть), сильно отличающаяся своим составом от первичной магмы.

4. При взаимодействии трех указанных процессов образуется в конце концов остаточный магматический раствор, в котором накапливаются легко растворимые и легко подвижные компоненты.

При дальнейшей кристаллизации этого остаточного раствора может быть достигнута „вторая точка кипения“, при которой образуется новая газовая фаза.

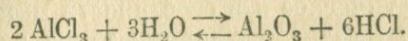
Выделение из магмы газов может происходить в случаях разлития в кровле и стенках магматического бассейна трещин, в которые проникают как магма, так и летучие компоненты. Благодаря этому ослабляется в магме давление и усиливается кипение. Однако это кипение („второе“) происходит в основном без привноса тепла, за счет понижения температуры и

повышения внутриматрического давления в результате кристаллизации магмы.

Процесс этот происходит при температуре выше критической, в частности для воды 374,5°; критическая температура ряда других летучих компонентов, широко распространенных в магме, еще ниже: H<sub>2</sub>S — 100,4°; HCl — 51,4°; CO<sub>2</sub> — 31,1°. Их присутствие понижает критическую температуру смеси. В то же время критическая температура других летучих компонентов, в частности галогенных металлов, значительно выше, но количество их весьма незначительно, и потому они не оказывают сколько-нибудь значительного влияния на повышение критической температуры смеси.

Пузырьки смеси газов, поднимаясь в магме, обогащаются газами также и других составов.

При обменных реакциях, которые происходят при образовании, например, галогенных летучих соединений, всегда присутствуют свободные кислоты, например HF, HCl, что видно из таких обратимых реакций:



Способность HCl усиливать реакцию справа налево с увеличением концентрации в 6 раз вытекает из данного уравнения. Отсюда видно, насколько большое значение имеет присутствие HCl, а в других случаях HF в газовой фазе.

Как только вмещающие породы нейтрализуют эти кислоты, происходит выпадение из газовой фазы различных сульфидов и окислов.

Таблица 8

Давление пара наиболее распространенных галогенов металлов  
(по Фернеру)

Вещество	T°С	Давление пара (в мм Hg)	Вещество	T°С	Давление пара (в мм Hg)
CaCl <sub>2</sub>	1137,6	< 4	SnCl <sub>2</sub>	641,0	972,4
BaCl <sub>2</sub>	1213,6	8,5	NiCl <sub>2</sub>	987,0	743,3
NaCl	992,3	15,2	ZnCl <sub>2</sub>	739,5	844,5
NaCl	1146,9	92,6	CaCl <sub>2</sub>	1012,8	1075,0
FeCl <sub>2</sub>	994,6	593,0	PbCl <sub>2</sub>	993,2	1083,2
FeCl <sub>3</sub>	318,4	(872,6)			
AlCl <sub>3</sub>	181,3	960,1			
AsCl <sub>3</sub>	124,0	785,8			

Как видно из этой таблицы, значительным давлением пара обладают галонды таких металлов, как Zn, Cd, Pb, Ni, Sn, As, а также  $\text{FeCl}_2$  и  $\text{AlCl}_3$ .

Вполне вероятно, что этим именно путем они и концентрируются в значительных количествах в магмах. Это особенно относится к Al и Fe. При этом легче и на большие расстояния мигрирует  $\text{FeCl}_2$ . Путь миграции  $\text{AlCl}_3$  значительно короче, что связано с легким образованием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в присутствии воды.

В ряде случаев при нагревании вулканических стекол до температуры  $800\text{--}1100^\circ$  с большой силой выделяются летучие вещества; иногда это носит характер взрыва. В составе этих летучих видную роль играют, кроме воды, также  $\text{CO}_2$ , CO,  $\text{CH}_4$ , H и  $\text{NH}_4\text{Cl}$ , хлориды.

Изучение выделений фумарол показало, что в зависимости от их температуры выделяются крайне разнообразные, характерные для каждой из температурных ступеней летучие вещества: кроме  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , выделяются H, N, Cl и его соединения —  $\text{HCl}$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{NH}_4\text{Cl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{AlCl}_3$ ,  $\text{FeCl}_2$ ,  $\text{FeCl}_3$ , которые имеют огромное петрогенетическое и в особенности металлогенетическое значение. Встречаются также хлориды таких тяжелых металлов, как Pb, Cu, Ni, Co, Sn, Mn и др. Выделяются также соединения F, главным образом  $\text{HF}$  и  $\text{SiF}_4$ , разнообразные фториды и соли кремнефтористоводородной кислоты.

Выделяются, кроме того, в крайне разнообразных видах сера и ее соединения — сероводород,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , мышьяк и его соединения — As, AsS,  $\text{As}_2\text{S}_3$ , также P, нередко B,  $\text{H}_3\text{BO}_3$ .

Кроме того, из магм (лав) выделяются такие вещества, как O, N, H, местами также и благородные газы, в том числе в небольших количествах Ar и He.

Привнос летучих компонентов в окружающие магму породы выражается в виде крайне разнообразных проявлений метаморфизации этих пород: в процессах образования скарнов, когда в известняки привносятся из магм разнообразные летучие вещества, часто также и соединения редких элементов; в процессах грейзенизации, фельдшпатизации с привнесом Al, Si, Na и ряда других элементов, феррификации с привнесом железа; в ряде случаев наблюдается перенос в летучем состоянии, в процессе пневматолита, Sn, Ag, Cu, Zn, Pb и др.

Наконец, нередко происходит перенос тех же элементов, в частности кремнекислоты, фтористого кальция и т. д., горячими водами, как продуктами остывания паров воды (гидротермальные процессы).

В этих процессах, температура которых все более и более понижается, можно выявить определенную закономерность переноса определенных типов элементов и соединений их. Большое петрогенетическое и металлогенетическое значение имеет то обстоятельство, что легкоподвижные и летучие компоненты дают в ряде случаев комплексные молекулы, также легкоподвижные и летучие, одновременно с тяжелыми металлами, и тем облег-

чают возможность передвижения последних в более высокие части земной коры.

Передвижение этих составных частей находится в зависимости от давления  $P$  и температуры  $T$ , так как они устойчивы только при определенных условиях  $T$  и  $P$ .

Благодаря этому образуются перимагматические (находящиеся около магмы) и аномагматические (вдали от магмы) месторождения.

В первые фазы переносятся галоиды, в частности ряд тяжелых металлов. Тяжелые металлы, как  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  и др., переносятся в дальнейшем горячими водами и осаждаются из них в виде сернистых соединений, т. е. крупную роль здесь играет сероводород. На первой стадии гидротермальных процессов особенно велико значение сероводорода, на последней стадии — углекислоты.

В пегматитовой фазе, при кипении пегматитовой жидкости, переходят в газовое состояние такие составные части, как  $H$ ,  $O$ ,  $Cl$ ,  $P$ ,  $B$ ,  $K$ ,  $Na$ ,  $Fe$ ,  $Ti$ ,  $Al$ , из тяжелых элементов  $Pb$ ,  $Cu$ ,  $Ag$  и др. Характерно отсутствие  $Mg$  и  $Ca$ .

Показательным для присутствия летучих компонентов в магмах является также образование в глубинных магматических породах ряда минералов, содержащих  $H_2O$ , галоиды,  $B$  и другие летучие; к этим минералам относятся амфиболы, слюды, турмалин и т. д.

Все летучие компоненты магмы входят в состав атомной решетки твердых растворов ряда минералов. Особенно крупную роль в этом отношении играют  $OH$  и  $F$ , входящие в состав кристаллической решетки минералов группы роговой обманки, слюд и др. Благодаря этим компонентам магма может кристаллизоваться полностью и при высоких температурах (свыше  $500^\circ$ ). Летучие компоненты отличаются от основных породообразующих только своей большой подвижностью. Они оказывают далее большее влияние на понижение температуры, на образование новых минеральных фаз. Вне сомнения, они повышают растворимость в магме тех или иных ее компонентов, например  $CO_2$  повышает растворимость в магме  $CaO$ . Тем самым может нарушаться та последовательность кристаллизации минералов, которая установлена для сухих расплавов.

В результате высокого парциального давления в газовой фазе в особенно больших количествах присутствуют  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $F$ ,  $S$  и др., в то время как  $CaO$ ,  $MgO$  присутствуют в ней лишь в незначительных количествах. В состав газовой фазы магмы часто входят те элементы, которые сравнительно легко образуют галоидные соединения, например  $Fe$ ,  $Ti$ .

Диаграмма Ниггли. Ниггли построил свою диаграмму (рис. 16) для двух компонентов, из которых один — летучий, другой — нелетучий. Эту диаграмму он применил для выяснения процессов, происходящих в магме во время ее остывания при больших давлениях (в несколько сот атмосфер, на глубине 2 км).

Он принимает, что на такой глубине все летучие компоненты в общем похожи друг на друга, а жидкая часть магмы может считаться одним нелетучим компонентом (силикаты, руды).

На этой глубине летучие вещества находятся в магме в растворе независимо от того, будет ли температура для отдельных веществ ниже или выше критической.

На рис. 16 в левой части изображены самые простые взаимоотношения между двумя компонентами — летучим  $A$  и нелетучим  $B$ , не образующими друг с другом ни смешанных кристал-

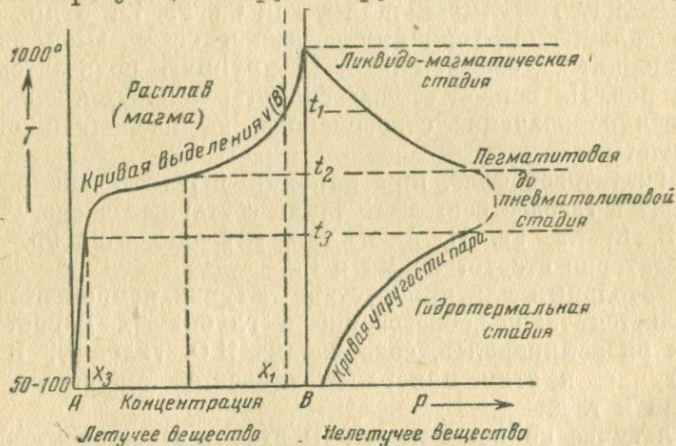


Рис. 16. Диаграмма Ниггли.

лов, ни химических соединений. Летучее вещество  $A$  — например вода; нелетучее  $B$  — силикаты или руда.

Концентрация обоих компонентов  $A$  и  $B$  в магме близка к 90%; это число характерно для магмы. При охлаждении такой магмы первым будет выпадать компонент  $B$  в виде кристаллической массы. Так как небольшие примеси летучего компонента значительно понижают температуру плавления компонента  $B$ , кристаллизация его начнется в точке на пересечении линии  $X_1X_1$  с кривой выделения  $B$  при температуре  $t_1$ . Выше этой точки магма будет находиться в жидком состоянии в виде смеси обоих компонентов  $A$  и  $B$ ; по Ниггли это так называемая ликвидо-магматическая стадия.

При медленной кристаллизации первыми выделяются акцессорные минералы и в некоторых случаях рудные минералы вполне определенного характера.

Основная масса этих минерально-рудных образований выделяется сравнительно быстро, причем образуются минералы с не особенно ясными кристаллическими очертаниями (пологая часть кривой до начала ее перелома).

Крутая часть кривой отражает ту стадию, когда остаточная магма, особенно обогащенная летучими компонентами, начинает кристаллизоваться и дает пегматиты.

При дальнейшем падении температуры в пересыщенной летучими компонентами остаточной магме кристаллизация происходит очень медленно и в строго определенной последовательности.

В первой стадии кристаллизации остаточной магмы выделяются силикаты, фосфаты, ниобаты, танталаты, титанаты, именно в пределах температур  $t_2$  и  $t_3$ . Это указывает на то, что остаточная магма содержит довольно значительные количества силикатов. При более низких температурах выделяются цеолиты, руды и карбонаты.

Ниггли на основании этого выделяет следующие стадии кристаллизации магмы:

1. Ортомагматическая стадия, во время которой образуются собственно магматические породы. Летучие компоненты играют роль главным образом минерализаторов; они способствуют кристаллизации, уменьшая вязкость магмы, понижая температуру плавления ее. Сперва кристаллизация происходит, как видно из кривизны кривой, довольно медленно; затем, так как кривая становится более пологой, почти горизонтальной, скорость кристаллизации значительно увеличивается. Очевидно, на этом этапе достаточно небольшого изменения температуры, чтобы кристаллизация ускори́лась и произошли сильные изменения состава магмы. Повидимому, в течение этого времени формируется сама магматическая порода. К тому моменту, когда температура магмы достигает  $t_2$ , из магмы будет выделена значительная часть компонента  $B$  и период фактического формирования магматической породы примерно заканчивается.

Во второй половине эвагматического процесса, по мере приближения к стадии образования остаточной магмы, она постепенно обогащается летучими компонентами. Эти последние воздействуют на ранее образовавшиеся компоненты, вызывая постепенное их преобразование и замену их новыми минералами, обогащенными сперва небольшим, затем все большим и большим количеством воды; к воде присоединяются также галоиды — в первую очередь фтор. Одновременно в новообразующихся минералах все в большем количестве накапливаются сперва соединения кальция, затем также щелочей. Получается типичный реакционный ряд Боуэна: оливин — ромбические пироксены — моноклинные пироксены — амфиболы — слюды.

Таким образом, мы можем различать первую эвагматическую стадию выделения минералов, не содержащих летучих компонентов (ортосиликаты и метасиликаты магния и железа), и вторую эвагматическую стадию выделения минералов, содержащих летучие компоненты во все большем количестве и в то же время обогащающихся большим числом других элементов (щелочных земель и щелочей). Образование минералов второй стадии тесно связано с заменой (вытеснением) ранее образовавшихся минералов, более простых, все более сложными при одновременной смене более основных плагиоклазов все более кислыми.

Одновременно накапливается жидкая остаточная магма, содержащая сравнительно мало компонента *B* и много компонента *A*. Очевидно, характер остаточной магмы будет совершенно иным, чем был состав магмы в начале ее кристаллизации и в главном периоде этого процесса.

Кристаллизация происходит на большей или меньшей глубине. Первая стадия переходит во вторую непрерывно, при продолжающейся кристаллизации. Такого рода условия остывания и затвердевания магмы несут название плутонических или интрузивных. Соответственные названия получают и образующиеся в течение первого периода кристаллизации магматические породы.

Продукты, которые получаются во второй стадии процесса кристаллизации из остаточной магмы, обогащенной летучими веществами, оказывают влияние на внутриматрические химические процессы, например на образование амфиболов, слюд, минералов, содержащих фтор, хлор и т. д.

2. Пегматитовая и пневматолитовая стадии являются промежуточными между образованием расплавленных силикатных масс (кристаллизующихся в виде магматических пород) и образованием водных растворов, характерных для следующей стадии минералообразования.

В пегматитовую стадию температура, вероятно, достигает 500—600°; одновременно господствует сильное давление; в остаточной магме присутствуют в растворенном виде все еще большие количества нелетучих компонентов.

На последующих стадиях магматического процесса — в стадии образования остаточной магмы, также с неясным переходом от второй стадии эвмагматического процесса — происходит особенно обильное накопление летучих компонентов, притом разного состава, с различными критическими температурами, в различных количествах и с различной растворимостью их в магме. Все это вносит чрезвычайно большие осложнения в процесс кристаллизации, вызывает разрывы постепенного хода этого процесса, обуславливает растворение ранее выделившихся смесей, сталлических компонентов, выпадение анхизвтектических смесей, явления сильного переохлаждения, новую группировку окислов и т. д. Происходит образование пегматитов в характерной физико-химической стадии застывания очень сложного силикатного расплава, богатого летучими компонентами.

При температуре между 360 и 400°, т. е. близкой к критической температуре воды, по Накену, наблюдается новый постепенный перелом и смена магматических процессов гидротермальными.

Кристаллизация остаточной магмы с образованием пегматитов является одной из стадий кристаллизации магмы вообще. В этом заключается причина того, что необходимо — как это делает Сперр — тесно связывать с магматическими породами минеральные и жильные образования.

Для большинства пегматитов, среди которых чрезвычайно широко распространены гранитные пегматиты, связанные с гранитной магмой, особенно богатой летучими компонентами, а следовательно и с остаточной магмой, показательно то, что они носят лейкократовый характер; в то же время шлировые накопления, состоящие из остатков магнезиально-железистых соединений, дают часто рудные образования. Это связано с указанной выше последовательностью кристаллизации и с выпадением минералов, наиболее богатых, в частности, железом, на первых стадиях кристаллизации магмы.

В щелочных магмах, обогащенных окислами натрия, нередко наблюдается обратный ход кристаллизации, как, например, в хибинитах: нефелин — калиевый полевой шпат — альбит — титаносиликаты — натро-железистые силикаты (эгирин, арфведсонит, титано-магнетит, ильменит, железо-титановый гранат). Такую последовательность кристаллизации (обратную) Уссинг назвал агнаитовой. Гольдшмидт связал этот процесс с избытком щелочей над глиноземом ( $Na + K > Al$ ). При разъединении этих компонентов в процессе кристаллизации магмы в одних местах накапливаются щелочные компоненты (нефелин — полевые шпаты), в других — натро-железистые (эгирин, арфведсонит и др.). Первые накопления образуют шлиры, в данном случае лейкократовые; вторые, наоборот, образуют жилы типа пегматитов и носят меланократовый характер, так как состоят из минералов, особенно сильно обогащенных окислами железа и в то же время летучими компонентами. Аналогичная картина агнаитового характера последовательности кристаллизации с образованием аналогичных лейкократовых шлиров и меланократовых пегматитов наблюдается и в других нефелин-сиенитовых массивах.

Пегматиты, образующиеся из остаточной магмы, Ферсман называет остаточными или настоящими пегматитами; обычно они близки к эвтектическим образованиям.

Ферсман (1932 г.) различает следующие типы комбинаций минералов на последних стадиях кристаллизации магмы:

1. Остаточные или настоящие пегматиты, по составу близкие к эвтектическим точкам.

2. Протектиты — рудные скопления в пегматитах, гранитах, содалитово-нефелиновые в агнаитах.

3. Ортотектиты — крупнозернистые породы, по составу близкие к материнской породе, но образующие жилы.

Он же различает 10 фаз развития гранитной магмы на конечных стадиях ее остывания:

A. 900 — 800°: магматическая фаза. Последние стадии остывания гранитного массива. Прого- и мезокристаллизация.

B. 800 — 700°: собственно эпимагматическая фаза (по Бекке — эпимагматическая) с образованием контактных зон.

*C. 700 — 600°*: собственно пегматитовая или графическая фаза (по Ниггли — магматически-флюидная) с образованием письменного гранита.

Граница *α*: окончание образования письменного гранита и скачок к образованию крупнозернистой пегматоидной структуры;  $\alpha$ -кварц замещается  $\beta$ -кварцем.

*D — E. 600 — 500°*: пегматоидная фаза (по Ниггли — флюидно-газовая) с образованием шера, мусковита, берилла, топаза (1 — молибденитовые жилы, 2 — оловяннокаменные жилы).

Редко перерыв  $\beta$ ; граница между пегматоидной и надкритической фазами.

*F — G. 500 — 400°* и немного ниже: надкритическая фаза (по Ниггли — флюидно-гидротермальная) с новообразованием зеленых слюд, альбита, литиевых соединений и др. (3 — вольфрамитовые жилы, 4 — шеелитово-золотые жилы).

Перерыв  $\gamma$  около критической точки воды.

*H — I — K. 400 — 100°*: гидротермальные фазы — начинаются с образования зеленых слюдок, переходят через образование сульфидов к образованию цеолитов и карбонатов; высокие, средние и низкие термы, они же гипо-, мезо- и эпитермы (5 — медные жилы, фаза H; 6 — свинцово-цинковые жилы, фазы H — I; 7 — кобальтово-никелевые жилы, фаза K).

Обычно резкий перерыв  $\delta$ .

*L. 100 — 50°*: гипергенная фаза с образованием глинистых материалов, иногда вторичного кальцита, с повторным образованием халцедона, кварца и др. (8 — сурьмяные жилы, фазы K — L).

Особенно большую роль играют пегматиты гранитов, так как последние составляют, по Лодочникову, до 95% всех кристаллических пород (на долю габбро, норитов и перидотитов приходится 4%, на долю нефелиновых сиенитов и щелочных сиенитов — всего 1%).

3. Гидротермальная стадия. С выделением из остаточной магмы, дающей начало пегматитам, составных частей, прежде всего полевого шпата, заканчивается развитие пегматитов и происходит смена их кварцевыми жилами, которые в свою очередь сменяются аплитовыми жилами. Начало такой смены проявляется, в частности, в двухсимметричной структуре части пегматитов, когда полевой шпат (частью слюда и турмалин) скопляются по краям жилы, внутри выполняемой кварцем.

Кварцевые жилы обычно носят апоматматический характер. Они нередко являются рудоносными. Ряд месторождений, тесно связанных с пегматитами и аплитами, имеют характер золотоносных жил; иногда с ними связаны и оловяннокаменные кварцевые жилы, также жилы, содержащие вольфрамит, медный колчедан, арсенопирит, молибденовый блеск и другие ценные сульфиды. В некоторых случаях с пегматитовыми выделениями связаны также турмалиново-кварцевые жилы с Cu, Ag, Pb, пиритом и т. д.

Продукты выделения из остаточной магмы, проникающие в соседние породы, дают начало пневматолитовому метасоматозу, во время которого образуются типичные перимагматические месторождения.

Из всего, что говорилось ранее относительно порядка кристаллизации магмы, ясно, что выделение летучих компонентов должно быть особенно тесно связано с магмами гранито-диоритового характера, частью также сиенитовыми, а из последних особенно с магмами щелочно-сиенитовыми. Во всех этих магмах происходит выделение минералов в определенной последовательности: безводные силикаты — силикаты с водой, образующиеся на более поздних стадиях, частью и гидротермальной.

Летучие компоненты проникают в окружающие породы не с одинаковой легкостью.

При рассмотрении схем кристаллизации магмы, как видно, не всегда (кроме схемы Ферсмана) обращалось внимание на возможность присутствия газовой фазы. Это обусловлено тем, что, если магма находится в замкнутом пространстве под большим давлением, господствующим на глубинах, газы в ней растворены; газовая фаза может проявиться только в том случае, когда на известной стадии остывания магмы давление паров ее будет выше, чем внешнее давление.

В том случае, когда давление в магме ослабевает, например при ее поднятии, устанавливаются новые условия равновесия. При этом развиваются реакции следующих двух типов: 1) в магме образуются новые химические комбинации — летучие соединения, появляются различия между летучими и нелетучими составными частями; 2) в самой жидкой магме появляются газовые фазы. Освободившиеся газы реагируют друг с другом и при определенных термодинамических условиях образуют устойчивые соединения.

Следовательно, уменьшение давления вызывает в магме крупные изменения. Непосредственные наблюдения, однако, показывают, что реакции первого рода происходят с затруднениями и не сразу после ослабления давления. Если бы магма была способна моментально приспособляться к новым условиям равновесия, извержения, раз начавшись, должны были бы продолжаться без перерыва вплоть до использования всей потенциальной энергии взрывчатого материала. Указанные выше затруднения в ходе реакций объясняют ритмическую деятельность вулканов. Но это не является причиной последовательного выделения газов определенного состава одних за другими. Феннер так представляет себе последовательную смену реакций в магматическом бассейне:

1. В результате ликвации в некоторых магмах образуются сульфидные концентрации, смесимость которых с силикатными расплавами лишь частичная.

2. В результате кристаллизации магм образуется осадок в виде силикатных и окисных минералов, которые могут образовывать большую часть горных пород.

3. В результате ослабления давления обычно развивается газовая фаза (магма начинает кипеть), по своему составу в значительной степени отличная от первичной магмы (в частности она лишена значительной части веществ, давших начало твердой фазе).

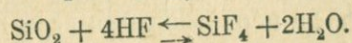
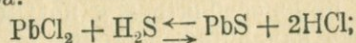
4. В результате взаимодействия трех указанных выше процессов в конце концов образуется остаточный маточный расплав, обогащенный легко растворимыми и легко летучими составными частями.

При дальнейшей кристаллизации этого остаточного расплава получается вторая точка кипения и образуется новая паровая фаза.

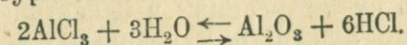
Летучие компоненты могут по трещинам или порам соседних пород удалиться из магмы в результате либо уменьшения внешнего давления, либо усиления внутреннего давления при повторном кипении магмы, вызванном не повышением, а понижением температуры магмы.

В магме образуются пузырьки, которые поднимаются вверх. Главной составной частью их является, по всей вероятности, вода, критическая температура которой  $374,5^{\circ}$ . Другие летучие компоненты, которые участвуют в этом процессе, —  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{N}_2$ . Точки кипения первых трех соответственно  $31,1^{\circ}$ ,  $100,4^{\circ}$  и  $51,4^{\circ}$ . Присутствие их понижает поэтому точку кипения смеси. Одновременно должны присутствовать также галоиды отдельных металлов, критическая температура которых значительно выше, чем воды; но, так как количество их невелико, они не оказывают сколько-нибудь значительного влияния на критическую температуру всей смеси. В пузырьки диффундируют также и другие газы, выделяющиеся из магмы.

О составе летучей фазы можно получить более ясное представление также из реакций, которые в ней могут происходить. Должен присутствовать ряд галоидных кислот, дающих летучие галоидные соединения с нелетучими окислами металлов. Получаются новые летучие и нелетучие соединения, частью с высоким давлением пара:



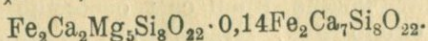
Смеси  $\text{NaCl}$  и  $\text{SiO}_2$ , нагретые в присутствии водяных паров, дают  $2\text{NaCl} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{O} + \text{SiO}_2 + 2\text{HCl}$ . Реакции происходят при температуре  $600^{\circ}$ :



Отсюда очевидно крупное петрологическое значение присутствия галоидных кислот.

Д. П. Григорьеву удалось получить искусственный кальциевый амфибол, в природе не существующий, но аналогичный волластониту, из фторсодержащих силикатных расплавов при

температуре около 1450° (1940 г.). Он же получил путем сплавления пироксен, именно байкалит, а с добавкой фтористого соединения — амфибол, идеальная химическая формула которого



Причина того, что в магме кристаллизуются в одних случаях пироксены, в других — амфиболы, объясняется обычно присутствием или отсутствием в магме таких летучих, как F или OH.

Опыты Д. П. Григорьева вполне подтвердили крупную роль летучих компонентов, в данном случае F.

На основании как своих исследований, так и работ ряда других лиц Д. П. Григорьев делает выводы относительно крупной роли фтора в составе минералов и горных пород. При этом он указывает на то, что фтор образует твердые растворы с OH, Cl и др., замещая в минералах гидроксильные группы, играет крупную роль в породообразовании как минерализатор и катализатор и широко распространен в природных амфиболах.

Таблица 9

Процессы остывания магмы на разных глубинах

Глубины	Образования	Породы
Большие	Эвмагматические Пегматитово-пневматолитовые	Интрузивные
Средние	Эвмагматические Пегматитово-пневматолитовые Гидротермальные	Интрузивные Гипабиссальные
Незначительные	Эвмагматические Гидротермальные	Гипабиссальные Эффузивные

Если кристаллизация гранитной магмы происходит медленно, то присутствующие в ней в начале кристаллизации летучие вещества полностью идут на образование в процессе реакции ряда минералов, содержащих H<sub>2</sub>O, F и другие летучие. К концу кристаллизации магмы летучие компоненты, войдя в силикатные соединения, образуют такие минералы, как амфиболы, слюды, плавиковый шпат и др.

Наоборот, при сравнительно быстрой кристаллизации такого рода процессы не происходят; получаются значительные остатки летучих компонентов, идущие вместе с остаточной магмой на образование пегматитов и других пород.

**Скарны.** Особенно легко летучие компоненты проникают в карбонатные породы, в которых легко происходят изменения состава, в связи с большой подвижностью входящей в них  $\text{CO}_2$ . Поэтому метасоматические процессы особенно интенсивно происходят именно около них. Известняки являются в этом отношении наиболее способными к реакции. В связи с этим в них, на контакте с породами, отдающими в большом количестве летучие компоненты, происходят весьма значительные изменения и накопление новых составных частей с полной перекристаллизацией самих пород — с образованием скарнов.

Сами карбонаты играют роль фильтров для этих летучих компонентов, задерживая их.

Последовательность выделения минералов в такого рода скарновых образованиях далеко не одинакова.

Хорошо изучена последовательность в районе оловяннорудных месторождений Эренфриденсдорфа: кварц I, оловянный камень, мышьяковый колчедан, берилл, топаз, фенгит, молибденит, гердерит ( $\text{CaBe}_2[\text{F}_2(\text{OH})_2][\text{PO}_4]_2$ ), апатит, шеелит I, хлорит, плавиковый шпат, шеелит II, кварц II, жильбертит, шеелит III и т. д.

Характерным признаком пневматолитового генезиса месторождений может служить присутствие в них В-силикатов — турмалина, датолита, аксинита и др.

Хотя пневматолитиз основных пород, например габбровых, наблюдается редко, он все же установлен в ряде мест. Характерным примером могут служить траппы Сибири, в настоящее время лучше изученные, чем раньше: в них присутствуют Si, реже F-анатиты; на контактах иногда образуются скаполитово-роговообманковые скарны и т. д.

**Остаточный расплав основных магм.** Ряд габброидных магм характеризуется тем, что с ними генетически связаны сульфидные и окисные рудные месторождения, которые получаются из этих остаточных магм, накапливающих к концу кристаллизации и выделяющихся в жидком виде из родоначальной магмы. Сульфидные остаточные магмы образованы главным образом пиритом, халькопиритом, пирротином, которые часто поступают в породы, окружающие габбровые массивы. Таково происхождение сульфидных месторождений Сулительмы в Норвегии. Процесс дифференциации таких магм вполне ясен: они представляют собой остаточную магму, наиболее легко подвижную, но в то же время связанную с летучими компонентами, которая выжимается из первичной затвердевшей габброидной или иной магмы при достаточно низкой температуре. В зависимости от условий давления и температуры они приобретают то собственно магматический, то пневматолитовый, то гидротермальный характер.

**Рудные жилы.** Картина процессов дифференциации магмы не может быть полностью выяснена, если не будут затронуты также вопросы образования рудных жил.

Большинство из них находится в тесной генетической связи с остаточной магмой, концентрирующейся на последних стадиях остывания родоначальной магмы. В тех случаях, когда рудные жилы удалены от выходов магматических пород, их генезис менее ясен, — это так называемые апомагматические рудные жилы.

Обычно рудные жилы теснейшим образом связаны с определенными магматическими телами; они пересекают либо эти магматические тела, либо соседние с ними породы.

Для рудных жил характерно то, что в них присутствуют определенные минералы, по которым возможно довольно точно устанавливать температуру их образования. Эта температура обычно сравнительно низкая. Точно так же можно по геологическим данным судить о том давлении, при котором протекал процесс кристаллизации рудных тел.

В рудных жилах процесс кристаллизации протекает при гидротермальных условиях. Металлические компоненты привносятся в водном растворе, при температурах не выше  $374,5^{\circ}$ .

Не всегда составные части рудных минералов получаются непосредственно из магмы; в некоторых случаях они могут получаться при выщелачивании горячими растворами тех пород, по которым эти воды протекают.

Во время гидротермальных процессов горячие воды могут действовать разрушающим образом на окружающие или вмещающие породы, что видно из тех изменений, которые эти породы претерпевают. Одним из наиболее распространенных процессов является процесс пропилитизации андезитовых и дацитовых пород, с которыми месторождения такого рода особенно часто связаны.

### ПЕРВИЧНАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МАГМЫ

Застывание магмы по мере ее охлаждения представляет собой сложный физико-химический процесс, в котором можно выделить несколько стадий. По мере кристаллизации магмы образуется ряд минералов часто с гидроксидом, большей частью сложного состава, находящегося в тесной генетической связи с химическим составом магмы. По мере выделения минералов образуется остаточный магматический расплав, который все более и более обогащается летучими компонентами. Эта стадия застывания магмы носит название магматической.

Следующая за магматической пегматитовая стадия связана с продвижением остаточной магмы в части земной коры с уменьшенным давлением. В связи с обогащением остаточной магмы летучими компонентами, способствующими кристаллизации минералов, и оксидами калия, алюминия, кремния, частью натрия из расплава, обладающего температурой около  $500^{\circ}$ , выделяются часто крупные кристаллы полевых шпатов, кварца и других минералов; одновременно выделяются некоторые минералы, содержащие редкие элементы.

Пегматитовую стадию сменяет пневматолитовая, связанная с окончанием выделения большинства минералов из расплава. Обогащенный летучими веществами остаточный раствор получает возможность проникать в окружающие породы (частью по трещинам) на большие или меньшие расстояния от магматического бассейна. При этом в связи с притоком легко подвижных соединений разрушаются ранее образовавшиеся минералы и образуются новые минералы.

При еще более низких температурах, приближающихся к 100°, в следующую, гидротермальную стадию образуются кварцевые жилы, часто в большей или меньшей степени минерализованные.

Последняя стадия, сольфатарная, сопровождается выделением сернистых газов и паров воды; ею заканчивается вулканический процесс.

В дальнейшем рассматриваем только первый, магматический процесс, выражающийся прежде всего в первичной кристаллизации магмы.

Порядок кристаллизации минералов в магме устанавливается либо путем изучения структуры минералов в шлифе, либо на основании данных, получаемых при опытах плавления и кристаллизации искусственных смесей в лабораториях.

Однако опыты с искусственными смесями минералов, сходными с горными породами, не всегда дают удовлетворительные результаты вследствие неполного соответствия горных пород и искусственных смесей; в обычно изучаемых расплавах отсутствуют летучие; различны также колебания температуры, давления, концентрации. Наиболее сходны условия кристаллизации расплавов с лавами, кристаллизующимися при атмосферном давлении, в то время как условия кристаллизации глубинных магм нам неизвестны.

Изучая шлифы под микроскопом, мы устанавливаем три правила, дающие возможность определять порядок кристаллизации минералов в горных породах. Эти правила следующие:

1. Если один минерал включает в себе другой, последний образовался ранее первого.

2. Более ранние минералы обычно лучше окристаллизованы, чем позднейшие.

3. В том случае, когда в породе присутствует минерал в виде как крупных, так и мелких кристаллов, предполагают, что более крупные кристаллы начали выделяться первыми.

Однако первое правило не всегда оправдывается. Так, в кристаллах лейцита присутствуют кольцеобразно расположенные зерна стекла, которые с течением времени могут преобразоваться в кристаллики авгита. Включения капель стекла в плагиоклазах дают кристаллики плагиоклаза, авгита и магнетита, более юные, чем содержащий их плагиоклаз. Боуэн указал на то, что положение включения одного кристалла в другом может зависеть от направления разреза шлифа.

Не всегда можно опираться и на второе правило.

Основываясь на взаимоотношениях минералов в шлифах горных пород, форме кристаллов, включениях одних минералов в другие, Розенбуш установил правило порядка кристаллизации, носящее его имя (правило Розенбуша):

1. Первыми выделяются минералы, обыкновенно играющие подчиненную роль, именно фосфаты (апатит), железорудные минералы (магнетит, титанистый железняк), шпидели, циркон, титанит и др.

2. Вслед за ними выделяются темные минералы, именно магниевые силикаты, а далее магнезиально-кальциевые и железо-кальциевые силикаты, часто в следующем порядке: оливины — пироксены — амфиболы. При этом ортосиликаты (оливины) выделяются ранее метасиликатов (пироксенов) и амфиболов.

3. Вслед за темными минералами начинается выделение бесцветных силикатов, именно кальциевых, кальциево-щелочных и щелочных, в порядке возрастающей кислотности: анортит выделяется ранее известково-натровых полевых шпатов, более основные плагиоклазы — ранее более кислых, последние — ранее щелочных полевых шпатов, нефелина, лейцита.

4. В конце выделяются остающаяся свободной кремнекислота в виде кварца и аморфные продукты (стекло).

Выделение каждой следующей группы минералов начинается еще до окончания выделения предшествующей группы, поэтому степень идиоморфизма одних минералов по отношению к другим уменьшается.

Однако правило Розенбуша, как показали дальнейшие исследования порядка кристаллизации магматических расплавов, оказывается не всегда соответствующим действительности.

Порядок кристаллизации в ряде случаев удается особенно правильно устанавливать на основании непосредственного изучения процессов кристаллизации силикатных расплавов в лабораторных условиях.

Кристаллизация мелких магматических тел происходит сравнительно быстро; в крупных магматических телах, по причине слабой их теплопроводности, кристаллизация может продолжаться сотни и тысячи лет. Вычислено, что если магматическая камера достаточно велика, то на глубине 700 м при температуре стенок бассейна, равной 30°, остывание происходит лишь через 6400 лет.

Если остывание происходит достаточно быстро, а магма (лава) более или менее вязкая, кристаллизация не начинается вовсе; магма переохлаждается, вязкость ее постепенно возрастает и в конечном результате получается полностью аморфная масса — стекло. Вязкость магмы (лавы) находится в тесной связи с содержанием в ней летучих. В присутствии их диффузия в магме усиливается, в особенности если остывание замедляется

и магма начинает кристаллизоваться, причем кристаллизация усиливается с возрастанием в магме (например в остаточной гранитной магме) летучих компонентов. При достаточно медленном ходе остывания в магме выделяются кристаллы, величина которых зависит в первую очередь от вязкости расплава и скорости охлаждения.

**Температуры плавления и кристаллизации минералов магматических пород.** Эти температуры, в особенности для силикатов, определяются с большими затруднениями. Одна из основных причин этого заключается в том, что часто неизвестно, в какой именно момент следует отмечать температуру плавления минералов, — в момент ли начала плавления или в момент полного их расплавления. Оказывается, как показали опыты, температуры этих двух моментов могут сильно отличаться друг от друга.

Дельтер, в течение ряда лет работавший над определением температуры плавления минералов, считает, что точкой плавления следует считать только момент полного перехода твердой фазы в жидкую. Разница температуры между началом плавления и полным расплавлением для ряда минералов достигает  $10^{\circ}$  и более. Большое влияние на температуру плавления минералов оказывают примеси некоторых окислов, хотя бы количество их было незначительно. Одни из них, например примеси щелочей, окислов железа, окиси кальция, двуокиси титана и т. д., понижают температуру плавления; другие, наоборот, повышают температуру плавления (окись магния, окись алюминия и др.).

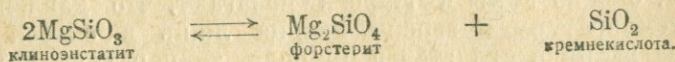
**Температуры плавления породообразующих минералов (преимущественно по данным геофизической лаборатории Института Карнеги, США)**

<i>Минералы и их полиморфные разновидности</i>	<i>Температура плавления и устойчивости (в <math>^{\circ}\text{C}</math>)</i>
Периклаз	2600
Шпинель	2135
Корунд	2050
Циркон	1900
Форстерит	1890
Лейцит	1820—1830
Кристобалит	1713
Тридимит	1670
Кианит	1557
	(никоингуэнтное)
Анортит	1550
Нефелин (карнегит)	1520
Диопсид	1391
Кальцит (при давлении свыше 1000 атм)	1340
Переход нефелина в карнегит	1248—1300
Слюды	1130—1230
Ортоклаз	1170—1200
	(никоингуэнтное)
Переход волластонита в псевдоволластонит	1150

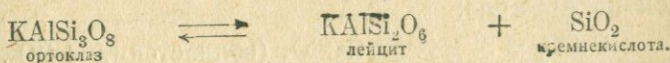
Минералы и их полиморфные разновидности	Температура плавления и устойчивости (в °С)
Переход энстатита в клиноэнстатит	1140
Альбит	1100
Диссоциация бурой роговой обманки	1080—1100
Файалит	1065
Акмит (эгирин)	990—1000
	(инконгруэнтное)
Другие пироксены	925—1400
Амфиболы	1025—1085
Переход кварца в тридимит	870—900
Диссоциация биотита (Лассен-Пик)	840
Преобразование бурой роговой обманки в зеленую	750—800
Минимум, при котором в лейците видны полисинтетические двойники	750—600
Переход β-кварца в α-кварц	
Максимум для розового кварца	
Образование волластонита из CaO и SiO <sub>2</sub> при среднем давлении	500
Преобразование марказита в пирит	400

Большинство минералов обладают конгруэнтным плавлением, т. е. при плавлении они переходят в жидкость того же состава. Так, при плавлении альбита или анортита получается расплав того же состава, как и сами минералы.

Наоборот, некоторые минералы, как, например, клиноэнстатит, ортоклаз и эгирин, отличаются тем, что при плавлении их получается жидкость иного состава, в которой присутствуют мелкие кристаллы другого состава, чем состав первичного минерала, и которая обогащается кремнекислотой. Так при плавлении клиноэнстатита получают твердая фаза — форстерит и жидкая фаза — кремнекислота, при охлаждении снова получается клиноэнстатит (обратимая реакция):



При плавлении ортоклаза получается твердая фаза — кристаллики лейцита и жидкая фаза — кремнекислота (обратимая реакция):



Давление и температура магм. Давление в магматических бассейнах обусловлено: 1) давлением вышележащих пород; 2) давлением паров (воды, углекислоты и др.), растворенных в магме и выделяющих я из нее по мере кристаллизации магмы и понижения температуры; 3) давлением на достаточно вязкую магму во время горообразования (изменяющего форму магмати-

ческого тела), в полной силе проявляющимся лишь после окончания кристаллизации магмы. В общем данных для суждения о размере давления на глубинную магму пока далеко не достаточно.

Очень трудно судить также о температуре глубинных магм. Райт и Ларсен применили в качестве геологического термометра кварц.

Признаки отнесения данного кварца к высокотемпературному  $\alpha$ -кварцу: 1) присутствие плоскостей тригонального трапцеоздра; 2) различное развитие ромбоэдрических плоскостей; 3) правильно расположенные и резко выраженные двойниковые линии; 4) взаимное прорастание правых и левых форм, правильное и постоянное; 5) призматический габитус кристаллов кварца; 6) присутствие трещин.

Признаки  $\beta$ -кварца или кварца, преобразованного из  $\alpha$ -кварца: 1) отсутствие плоскостей тригонального трапцеоздра; 2) одинаковое развитие пирамидальных плоскостей; 3) очень неправильные двойниковые линии; 4) очень неправильное взаимное прорастание правых и левых форм; 5) пирамидальный габитус; 6) множество трещин.

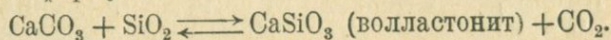
В гранитах и гранит-порфирах присутствуют кристаллы  $\alpha$ -кварца, в пегматитах —  $\beta$ -кварца.

Гибсон, основываясь на своих опытах, полагал, что на глубине 110 км температура инверсии кварца поднимается до  $644^{\circ}$ . Гольден показал, что розовый кварц некоторых пегматитов обесцвечивается при температуре около  $575^{\circ}$  и при более высоких температурах уже бесцветен, несмотря на более или менее значительные количества марганца.

При температуре  $870^{\circ}$  кварц переходит в тридимит. Обломки кварца, перешедшего в тридимит, встречаются в лавах и на их поверхности, однако в глубинных породах они отсутствуют.

Гольдшмидт полагал, что повышение давления на 400 атм может повысить температуру инверсии кварца в тридимит на  $100^{\circ}$ ; однако Райт и Ларсен полагают, что давление изменяет температуру инверсий кварца лишь в слабой степени и, когда кварц появляется в природе, температура его образования не превышает  $870^{\circ}$ .

Другой геологический термометр — образование волластонита в контакте кремнистых известняков с магматической породой по формуле:



Это уравнение передвигается налево при температуре свыше  $500^{\circ}$  (рис. 17).

Волластонит переходит в псевдоволластонит (необратимая реакция) при температуре  $1150^{\circ}$ , но последний получен лишь в печах. Следовательно, в природе всегда присутствует волластонит, т. е. магмы, проникавшие в известняк, всегда

имели температуру ниже  $1150^{\circ}$ . По Эскола, присутствие в таких известняках кварца говорит о том, что температура в контакте была ниже  $500^{\circ}$ .

Боуэн показал, что нефелин при температуре  $1248^{\circ}$  переходит в карнегиит. Но карнегиит в природе не был обнаружен. Следовательно, все нефелинсодержащие породы образуются при температуре  $1230^{\circ}$ .

Акмит, по данным Шерера и Боуэна, плавится incongruently при температуре  $990^{\circ}$ .

В присутствии полевых шпатов, нефелина и т. д. температура incongruentного плавления эгирина понижается. Из ряда опубликованных различными петрографами данных относительно определения температур глубинных магм видно, что эта температура вряд ли где-либо достигает  $1170^{\circ}$  или приближается к ней. В очень большом числе случаев она, по всем признакам, не превышает  $870^{\circ}$ .

Когда магма выливается в виде лав, температура ее повышается примерно до  $1300^{\circ}$ . Эта высокая температура обусловлена газовыми реакциями и окислением; нельзя думать, что на глубине в лавовом потоке или покрове температура может достигать таких размеров.

### Вязкость силикатных расплавов и магм

Вязкость магмы имеет огромное значение в процессах ее кристаллизации и дифференциации. Чем больше вязкость магмы, тем соответственно меньше текучесть ее, тем медленнее происходит процесс диффузии, играющий крупную роль при кристаллизации магмы: в ней замедляется рост кристаллов, затрудняется передвижение кристаллов и летучих компонентов (если они в ней выделяются), затрудняется передвижение самой магмы.

Большую роль играет вязкость также в процессах интрузии и эффузии магмы.

Присутствие в магме минерализаторов значительно уменьшает ее вязкость. Наоборот, потеря магмами минерализаторов сильно увеличивает вязкость не только кислых, но и средних магм; значительно меньше она влияет на вязкость основных магм.

Значительную вязкость (малую подвижность) магмы можно наблюдать на примере извержения Мон-Пеле (стров Марти-

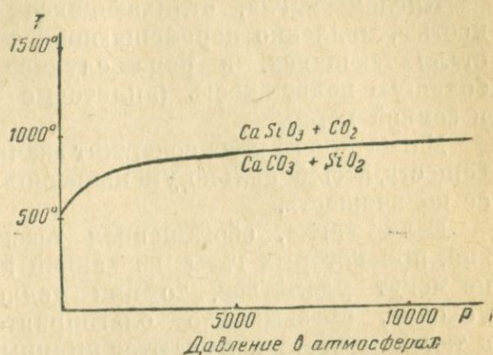


Рис. 17. Диаграмма замещения кальцита воластонитом (по Гольдшмидту).

ника, 1903 г.): в результате удаления газовой фазы из андезитовой магмы получилась чрезвычайно густая, вязкая масса, образовавшая „иглу“. Наоборот, лава Гавайских островов всего в 20 раз более вязка, чем вода. Наблюдалась скорость ее течения до 17,7 км/час.

Кислая магма, отличающаяся чрезвычайно большой вязкостью, медленно перемещающаяся и еще более медленно кристаллизующаяся, в ряде случаев приобретает чрезвычайно большую подвижность (аплитовые и пегматитовые образования в земной коре).

Магма такого рода содержит значительные количества летучих веществ, весьма сильно уменьшающих ее вязкость и повышающих ее подвижность.

Если магма, обогащенная газовой фазой, попадает в условия, при которых газы из данной камеры, из данной пустоты не могут удалиться, то при медленном остывании наступают условия, чрезвычайно благоприятствующие кристаллизации: в такой пустоте получают крупные кристаллы отдельных минералов. Таковы пегматитовые жилы и так называемые „занорыши“ (выделения, выполняющие крайне неправильной формы камеры, в которых находят кристаллы иногда огромных размеров, например на Волыни и в Восточной Сибири).

Но если до начала кристаллизации стенки той пустоты, куда проникла магма с минерализаторами, были смяты и разбиты трещинами, газовая фаза легко удаляется из остаточного раствора и вязкость магмы увеличивается, в результате чего кристаллизация будет в значительной степени затруднена.

Влияние газов на вязкость хорошо проявляется на лавах двух типов: „аа“ и „пахоехое“. Лава „аа“ отличается большей подвижностью и более значительным содержанием летучих компонентов, благодаря чему она быстро кристаллизуется; наоборот, лава „пахоехое“ мало подвижна, бедна газами и не может кристаллизоваться, а потому при застывании дает стекло.

Согласно Эмерсону (1926 г.), при охлаждении лавы „аа“ флюидность (величина, обратно пропорциональная вязкости) остается почти без изменения в течение долгого времени; поэтому она течет, как глетчерный лед, а затем флюидность сразу падает, когда вся масса ее уже закристаллизовалась. Наоборот, при охлаждении лавы типа „пахоехое“ флюидность с падением температуры очень быстро уменьшается (рис. 18 и 19).

Большое влияние на вязкость имеет также и температура магмы в каждый данный момент, которая подчиняется следующему правилу: чем больше кислотность магмы и чем больше в ней присутствует летучих, тем ниже температура плавления магмы (падая до 1000—500° и еще ниже); наоборот, чем меньше кислотность магмы, чем более она основная, тем при прочих равных условиях выше ее температура плавления (достигая в базальтовой магме 1200—1300°). Летучие компоненты также

в большей или меньшей степени понижают температуру плавления магмы.

Вязкость магмы зависит также и от давления. Чем больше давление, тем больше вязкость магмы при одном и том же составе ее. Магма поэтому на глубине находится в вязком состоянии; при выходе на поверхность, где давление сводится к одной атмосфере, она переходит в менее вязкое и даже жидкое состояние, тем более подвижное, чем больше содержится в ней  $H_2O$ .



Рис. 18. Диаграмма кристаллизации лавы „аа“.

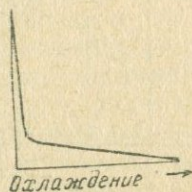


Рис. 19. Диаграмма кристаллизации лавы „пахоеое“.

В крупных массах, находящихся в недрах земли, при высоких температурах, с увеличением глубины, степень вязкости магмы будет изменяться в такой последовательности: минимальная вязкость  $\rightarrow$  разжиженное состояние  $\rightarrow$  максимальная вязкость.

Опыты, произведенные при давлении 10000 атм, подтверждают, что давление значительно увеличивает вязкость некоторых жидкостей. Полевые наблюдения над структурой гранитов показывают, что вязкость гранитных магм, находящихся под большим давлением, к концу кристаллизации очень увеличивается. Этим можно объяснить образование в гранитах трещин, заполняемых аплитами и лампрофирами.

К числу факторов, косвенно влияющих на вязкость магмы, можно отнести также и размеры очага: чем больше размеры очага, тем медленнее протекает процесс остывания магмы, и тем дольше она сохраняет малую вязкость, легкую подвижность и способность к кристаллизации.

По мере увеличения количества кристаллов, магма становится все более и более вязкой и тем самым затрудняется ее передвижение. При кристаллизации на 50% она еще может изливаться. При кристаллизации на 80% она становится особенно вязкой. Давление вызывает в ней процессы пьезокристаллизации. Одновременно могут происходить также процессы фильтрпрессования, когда кристаллы приходят в соприкосновение друг с другом и образуют как бы сетку, в пустотах которой сохраняется жидкость (рис. 20). При сдавливании такая сетка из кристаллов играет роль фильтра, через который при давлении (прессовании) выдавливается жидкость (фильтрпрессование).

При определении вязкости силикатных расплавов, играющей крупную роль в петрогенезисе, петрургии и металлургии, применяются различные методы: метод падающего шарика с противовесом, метод вращающегося цилиндра из платины (Воларович) и др.

При пользовании методом вращающегося цилиндра Воларович применял обычную формулу:

$$\eta = K \frac{P}{\Omega},$$

где  $\eta$  — вязкость;

$P$  — величина падающего противовеса после вычета собственного трения шара;

$\Omega$  — угловая скорость вращения внутреннего цилиндра;

$K$  — константа, установленная путем градуирования прибора (контрольные исследования для определения этого коэффициента производятся при помощи  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$  и  $\text{V}_2\text{O}_5$  при температуре до  $900^\circ$ ).

Опыты проводились Воларовичем с различными породами, в частности с основными — базальтами, диабазами, андезитами, тешенитами. Установлено резкое увеличение вязкости с понижением температуры (рис. 21). При низких температурах основные породы обнаруживают ненормальную вязкость, что связано с началом процесса кристаллизации.

Вязкость обычно измеряется специальными единицами, которые Максвелл назвал пуазами и которые обозначают тангенциальную силу на квадратный сантиметр неподвижной поверхности, отделенной слоем жидкости

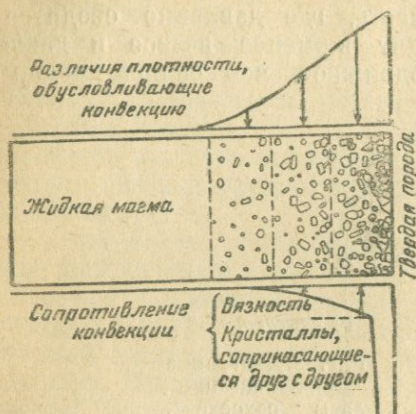


Рис. 20. Диаграмма кристаллизации магмы вдоль контакта.

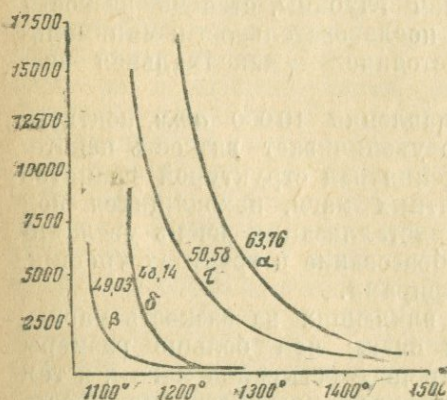


Рис. 21. Диаграмма вязкости расплавов горных пород с указанием содержания в них кремнекислоты (по Воларовичу).

$\zeta$  — тешенит,  $\alpha$  — андезит,  $\delta$  — диабаз,  $\beta$  — базальт. Закавказье.

жидкости толщиной 2 см от другой поверхности, движущейся в горизонтальном направлении со скоростью, равной единице.

Согласно Морею (1932 г.), вязкость силиката калия (от  $\text{K}_2\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2$  до  $\text{K}_2\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2$ ) при температуре  $500^\circ$  равна примерно  $10^{12}$ — $10^{15}$  пуаз; при содержании воды 10—15%, вязкость эта уменьшается

до 1000 и даже 100 пуаз, что также указывает на значительную роль воды и других веществ в уменьшении вязкости магмы.

### Процессы кристаллизации

Отдельные частицы веществ, постепенно накапливаясь в определенном пространстве, взаимно притягиваясь, образуют в конце концов элементарную пространственную решетку, с чего и начинается рост кристалла.

Чем больше концентрация раствора или вообще частиц данного вещества в данном объеме, тем больше сила притяжения между ними, благодаря уменьшению взаимных расстояний.

Кристаллизации способствует также понижение температуры, так как оно, замедляя скорость движения частиц, облегчает притяжение между ними и самопроизвольное образование зародышей кристаллов.

После возникновения простейшего первичного ядра кристаллизации (центра кристаллизации), состоящего, как минимум, из восьми частиц, начинается рост кристалла путем присоединения к первому кристаллическому центру новых частиц. Так идет образование кристаллов, отличающихся от аморфного вещества определенным закономерным расположением частиц.

Скорость дальнейшего роста кристаллов обуславливается иными причинами, чем начальные моменты образования центров кристаллизации или зародышей кристаллов; основную роль начинает играть диффузия.

Во время остывания расплавленной массы, в частности силикатной, кристаллизация может задерживаться вследствие переохлаждения (пересыщения). Если в такой переохлажденный расплав бросить кристаллы вещества, пересыщающего данный раствор, или вещества, изоморфного с ним, то присутствие такого кристалла вызывает кристаллизацию.

Такая спонтанная или искусственно вызванная запоздавшая кристаллизация может повести и к изменению порядка кристаллизации минералов в данном расплаве.

Большим затруднением при проведении опытов такого рода является то, что магма слишком вязка и не легко поддается кристаллизации. Большое значение поэтому приобретают, как показали опыты с расплавами, также такие вещества, как вольфрам и молибден, которые понижают вязкость и тем самым в той или иной степени уменьшают пересыщение раствора.

Расплав из 3 частей геденбергита и 1 части анортита без применения затравок дает при остывании снова анортит и геденбергит; оба образуются снова, так как для их образования не нужна газовая фаза. Если к тому же расплаву прибавить после переохлаждения осколок анортита, получается агрегат иного минералогического состава, именно выделяются анортит, магнетит и стекло; геденбергит не образуется.

Опыты такого рода имеют большое петрогенетическое значение, так как они указывают на то, что при кристаллизации из сухого расплава ряд минералов не получается, а присутствие затравки может изменить характер выделения минералов и вызвать появление совершенно новых минералов, устойчивых в условиях высоких температур и низких давлений.

Газовые примеси, облегчающие кристаллизацию определенных минералов, играют особенно крупную роль при кристаллизации таких вязких силикатных масс, какими являются кислые магмы. Магма основная, с большим содержанием  $MgO$  и  $FeO$  и малым — кремнекислоты, щелочей и глинозема, не нуждается в такого рода минерализаторах.

**Скорость роста кристаллов.** При изучении процессов кристаллизации большое значение имеет скорость роста кристаллов в магме. Скорость роста в начале кристаллизации незначительна, затем увеличивается и позже снова уменьшается. Наибольшая скорость роста наблюдается у авгита.

Принимая скорость роста авгита за 100, Дельтер дает следующую сравнительную характеристику роста кристаллов отдельных минералов: скорость роста лабрадора 35, т. е. в 3 раза меньше, оливина (мало  $FeO$ ) от 15 до 50, оливина (много  $FeO$ ) от 50 до 100.

По мере понижения температуры и при условии малой вязкости, способствующей диффузии, число центров кристаллизации возрастает. В конце концов вся жидкая масса превращается в твердый агрегат.

Число центров кристаллизации зависит от ряда причин: присутствие в расплаве или растворе частиц, которые могут способствовать зарождению кристаллов, степень концентрации раствора, возможность образования центров роста, степень вязкости расплава и скорость охлаждения.

В том случае, когда температура расплава близка к температуре застывания, получают крупные кристаллы, при более низких температурах — мелкие.

По мере понижения температуры увеличивается вязкость, притом не одинаково для расплавов различного состава. Так, например, гранитные расплавы, богатые щелочами и кремнекислотой, дают вязкую жидкость задолго до полного затвердевания и соответствующего охлаждения; наоборот, базальтовые магмы, богатые магнием и железом, бедные кремнекислотой, отличаются очень малой вязкостью даже при температурах, близких к температуре застывания.

При особенно быстром застывании расплава или при значительной вязкости его совершенно исключается возможность образования кристаллических центров. Происходит почти полное прекращение их роста на начальных стадиях его. В конечном результате получается аморфная масса, которая лишь в твердом состоянии и в общем без изменения температуры может постепенно перекристаллизоваться.

Зависимость между числом центров кристаллизации, скоростью роста кристаллов и кристаллизационной способностью была установлена Таманном (рис. 22).

В условиях нормальной вязкости жидкости число центров роста и скорость кристаллизации увеличиваются, но только до известного предела, после чего идут на убыль.

Это все имеет большое значение при разрешении ряда вопросов петрогенеза, а также и связанных с технической практикой, например кристаллизации стекла, каменного литья и пр.

Согласно Киттлю, характерно то, что ортосиликаты (оливины) в общем способны образовать большее число индивидуумов при малых размерах кристаллов, в то время как метасиликаты (пироксены), наоборот, способны образовать меньшее число кристаллизационных центров, но зато дают лучше образованные кристаллические индивидуумы.

Щелочные силикаты обычно обладают меньшей способностью к кристаллизации, чем щелочноземельные или железистые, за исключением литиевых силикатов.

Присутствие глинозема до известной степени понижает способность силикатов к кристаллизации.

В ряде случаев, в зависимости от степени вязкости, магма переохлаждается без проявления признаков кристаллизации. В этих случаях кристаллизация начинается в переохлажденном состоянии при температурах, более низких, чем температуры плавления тех компонентов, которые присутствуют в магме. Магмы различного состава и при разных физико-химических условиях обладают различной способностью к переохлаждению и к кристаллизации.

Кристаллизации способствуют два обстоятельства: скорость перехода магмы в кристаллическое состояние и скорость роста кристаллов; оба фактора помогают друг другу в одном и том же направлении.

В природных условиях основные магмы в общем более крупнозернисты, чем кислые. Так, например, габбровые породы более крупнозернисты, чем гранитные.

В некоторых случаях кристаллизация магмы вовсе не происходит, например при большом содержании в ней щелочей и кремнекислоты получается лишь стекловатая масса. Ортоклазовая порода, состоящая почти исключительно из ортоклаза, без достаточной газовой фазы, застывает в виде стекла, в отличие от оливина и авгита, прекрасно кристаллизующихся и без наличия газов.

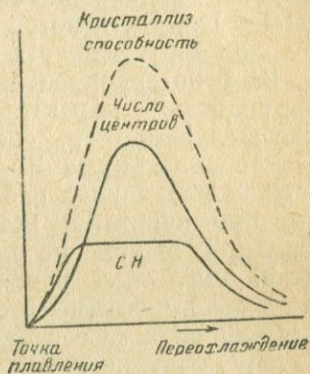


Рис. 22. Связь между кристаллизационной способностью и переохлаждением (по Таманну).

Это различие находится в непосредственной зависимости от различной вязкости расплава.

**Стекловидное состояние.** Сходство между стеклами и жидкостями заключается в том, что в обоих случаях частицы располагаются в хаотическом беспорядке. Однако различие, и притом очень резкое, заключается в том, что в настоящей жидкости все частицы находятся в подвижном состоянии, а в стекле все они закреплены в одном и том же положении и почти лишены способности передвигаться.

Для переохлаждения силикатных расплавов очень характерны формы, в которых образуются те или другие кристаллы тех или иных веществ и минералов.

Широко распространено появление при переохлаждении микролитов, характеризующихся скелетными очертаниями. Таковы, например, скелетные кристаллики олигоклаз-альбита  $Ab_3 An_1$ , описанные Иддингсом. В переохлажденных кварцевопорфирировых магмах наблюдаются скелетные кристаллики кварца, внешние очертания которых очень сходны с нормальными кристаллами кварца, но которые состоят только из тонкой пустотелой скелетной решетки с небольшим количеством кварца (пустоты выполнены стеклом).

**Сферолиты.** Особенно часто при переохлаждении в технической практике наблюдается образование сферолитов. Они же широко развиты в переохлажденных магматических породах (липаритах, кварцевых порфирах и др.). Сферолиты состоят из тонких удлиненных игольчатых образований, расходящихся по всем возможным направлениям из одного центра; острия этих игольчатых образований располагаются на поверхности шара. Число и величина сферолитов могут быть крайне разнообразны в зависимости от состава расплава и от условий, при которых он застывает.

Образование сферолитов объясняется тем, что на поздних стадиях переохлаждения в жидкости могут появляться разрозненные центры, которые могут давать начало чрезвычайно быстрой кристаллизации. При такой скорости кристаллы растут по одному направлению с некоторыми, в общем незначительными отклонениями.

**Роль давления.** При особенно больших давлениях кристаллизация магмы может совсем не начаться. Когда магма, перемещаясь по направлению кверху, достигает земной поверхности, давление в ней уменьшается. Одновременно растворимость минералов увеличивается настолько, что происходит растворение ранее выделившихся минералов (резорбция), либо полностью, либо частично.

Так как одновременно оказывают влияние низкая температура и быстрое охлаждение, увеличивается вязкость магмы. Получаются мелко- и тонкокристаллические структуры, а также структуры стекловатые, когда кристаллизация вовсе не происходит.

## ФИЗИКО-ХИМИЯ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ И МАГМ

Для того чтобы получить возможно более ясное представление о процессах кристаллизации магмы, необходимо уяснить себе результаты тех многочисленных исследований, которые были проведены петрографами как Европы, так и США. Эти исследования проводились при высоких температурах, при которых плавится большинство силикатных породообразующих минералов, и преимущественно при обыкновенном давлении, существующем на поверхности земли, следовательно при условиях, при которых в расплавах летучие компоненты отсутствуют. За последние годы, в связи с развитием техники, Горансоном, Сыромятниковым и другими были проведены опыты и при высоких давлениях, давшие результаты исключительно высокого петрогенетического значения.

В дальнейшем излагаются основы учения о физико-химических процессах кристаллизации силикатных расплавов при обыкновенном, а частью и при высоком давлении.

Так как состав магм очень сложен, опыты непосредственно с ними не дают тех результатов, которые получаются при опытах с двумя или тремя компонентами, образующими смеси, близкие по составу к тем, которые образуются в тех или иных магматических породах. Таковы, например, альбит и диопсид, в состав которых входит большое число породообразующих окислов ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ), — два минерала, которые образуют основную массу габбровых пород. В других опытах применяют смесь лейцита и кремнекислоты, в состав которых входят  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , — два минерала, образующие граниты, и т. д.

Используя два или максимум три компонента, можно делать графические построения, облегчающие выявление и усвоение сложных процессов кристаллизации. Большое число компонентов не дает возможности графически ясно изображать их, так как вместо двухмерного или трехмерного изображения в этом случае необходимо использовать более сложные построения.

### ОБРАТИМЫЕ И НЕОБРАТИМЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ И РЕАКЦИИ

При разрешении вопросов петрологии крупное значение имеют обратимые превращения и реакции. Типичные примеры обратимых превращений наблюдаются в воде.

При температуре выше  $0^\circ$  вода находится в жидком состоянии, при температуре ниже  $0^\circ$  она переходит в твердое состояние, в лед, который при повышении температуры снова переходит в жидкое состояние. В том же направлении воздействует на воду и давление.

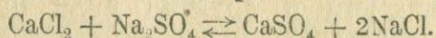
Обратимое превращение наблюдается также тогда, когда вода, находящаяся в закрытом сосуде, нагревается и переходит в паробразное состояние, причем одновременно увеличивается

и давление ее пара. При остывании давление пара уменьшается, одновременно выделяется вода в жидком состоянии — она конденсируется, и первоначальное состояние восстанавливается.

Каждой температуре соответствует вполне определенное давление пара, и бесконечно малому повышению или понижению температуры соответствует бесконечно малое повышение или понижение давления пара.

В современной петрологии, как и в учении о минералообразовании, обратимые и необратимые процессы имеют широкое применение. Различают два типа обратимой реакции:

I тип. Характерным примером может служить реакция между хлористым кальцием и сернокислым натрием:



Все четыре вещества находятся при данных давлении и температуре в определенном равновесии по отношению друг к другу, оставаясь в растворе и не выделяя кристаллов.

Изменение давления и температуры изменяет условия равновесия, изображаемые данным уравнением, в ту или другую сторону.

II тип. В растворе находятся два вещества, в отдельности сравнительно легко растворимые, но дающие при взаимодействии друг с другом трудно растворимый осадок. Раствор  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и  $\text{BaCl}_2$  дает трудно растворимый белый осадок  $\text{BaSO}_4$ , который будучи выделен из раствора, в дальнейшей реакции участия не принимает; лишь незначительное количество его остается в растворе.

Реакция осаждения при этом протекает до тех пор, пока в растворе не иссякнет весь присутствующий в нем  $\text{BaCl}_2$ . В данном случае равновесие устанавливается между веществами, находящимися в растворе, и твердым веществом, образующим твердый осадок на дне сосуда или бассейна.

Первый случай происходит в однородной среде и носит название равновесия гомогенного или однородного, в котором присутствует лишь одна фаза — жидкая.

Второй случай служит примером равновесия гетерогенного или неоднородного, при котором имеются две фазы — жидкая и твердая.

### ФАЗОВОЕ РАВНОВЕСИЕ И ПРАВИЛО ФАЗ

Силикатные расплавы подчиняются физико-химическим законам кристаллизации растворов. В растворах компоненты реагируют друг с другом в условиях подвижного равновесия; поэтому и силикатные расплавы, а следовательно и магмы рассматриваются как более или менее сложные, в зависимости от числа компонентов, равновесные системы.

Среди этих систем различают как гомогенные, состоящие из одного компонента, так и гетерогенные, в состав которых входят два или большее число компонентов.

Систематическое ознакомление с учением о равновесиях следует начать с правила фаз Гиббса. Открытие правила фаз Гиббсом было результатом отвлеченного математического обобщения, совершенно независимого от природы вещества и его состава. Оно опубликовано было Гиббсом в 1874 и 1878 гг. в виде двух работ в „Трудах“ Коннектикутской академии наук (США). Оствальд первый оценил труд Гиббса и опубликовал перевод его в 1892 г. Тем самым он сделал их известными многим исследователям. Датский физикохимик Розебоом, ознакомившись с этим переводом, опубликовал в 1911 г. свой труд „Гетерогенные равновесия“. Он подчеркнул глубокое значение правила фаз при изучении гетерогенных химических систем.

В настоящее время правило фаз широко применяют также и петрографы при разрешении вопросов кристаллизации, в первую очередь силикатных расплавов, а следовательно и магм.

Правило фаз Гиббса выражается следующей формулой:

$$P + F = K + 2,$$

где  $P$  — фазы,  $F$  — степени свободы и  $K$  — компоненты.

Под фазами в гетерогенной системе понимаются физически различные и механически отделимые одни от других части системы, например кристаллические, жидкие и газообразные. В то время как кристаллические фазы могут присутствовать одновременно друг с другом в неограниченном числе, жидкости, вследствие их легкой смесимости друг с другом, обычно образуют только одну фазу. Газы всегда образуют одну фазу.

Под компонентами системы понимают наименьшее число молекулярных составов, которые необходимы для построения всех фаз. Однако могут возникать сомнения в том отношении, какие именно компоненты следует практически выделять в каждом отдельном случае. Так, например, в системе альбит — анортит мы можем выделять четыре компонента:  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$  или, соединяя их в более сложные группы, получать только два компонента:  $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$  (альбит) и  $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$  (анортит).

Степени свободы системы определяются числом переменных, к которым относятся главным образом температура  $T$  и давление  $P$ . Определенные значения этих величин устанавливают равновесие между фазами данной системы. В зависимости от того, есть ли возможность изменять одну из этих величин или обе без того, чтобы нарушалось равновесие, говорят о том, что в системе нет свободы или имеется та или иная степень свободы.

Как пример, можно привести следующее. В системе  $\text{H}_2\text{O}$  могут сосуществовать три фазы: лед — вода — пар только при вполне определенных температуре и давлении. Система такого рода лишена степени свободы и носит название инвариантной,

так как мы не можем изменить ни одну из этих степеней без того, чтобы не нарушилось равновесие. Если одной из степеней придать произвольное значение, система становится моновариантной, т. е. с одной степенью свободы; в таком случае смогут сосуществовать только две фазы: лед — вода или лед — пар. Если произвольно избраны обе переменные — и давление и температура, получается дивариантная система (две степени свободы), и число фаз сводится к какой-либо одной.

Для уравнения  $\text{CaCO}_3 = \text{CaO} + \text{CO}_2$  число фаз равно трем (две твердые —  $\text{CaO}$  и  $\text{CaCO}_3$  — и одна газообразная —  $\text{CO}_2$ ). Число независимых компонентов два —  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$ , которыми определяется состав  $\text{CaCO}_3$ :  $K = 2$ ;  $P = 3$ ;  $F = 2 + 2 - 3 = 1$ .

Данная система может быть изменена только в одном направлении, так как имеется одна степень свободы.

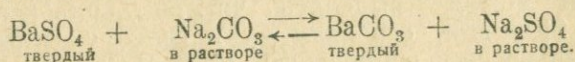
Так как давление пара остается одинаковым, может изменяться только температура. При повышении температуры увеличивается давление и равновесие сдвигается в сторону углекислоты.

Если при постоянной температуре повысить давление, система может измениться: углекислота может исчезнуть и остаться только две фазы.

Если  $T$  изменяется, то для каждой определенной  $T$  будет вполне определенная  $P$  и вполне определенная концентрация  $C$ ; следовательно, будет одна степень свободы.

Если имеется раствор и кристаллы поваренной соли в нем, то каждой температуре будет соответствовать строго определенная концентрация, которая, очевидно, будет функцией  $T$ . Степень свободы будет равна единице.

Взмученный  $\text{BaSO}_4$  в растворе  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  частично переходит в  $\text{BaCO}_3$ ; одновременно образуется некоторое количество  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ . Равновесие устанавливается, когда концентрация  $\text{BaSO}_4$  в растворе достигнет определенной величины. Уравнение равновесия следующее:



Здесь три вещества определяют присутствие четвертого. Число независимых компонентов будет четыре. Число фаз три — две твердые и одна жидкая. Число степеней свободы три:  $F = 4 + 2 - 3 = 3$ .

Из этих степеней свободы одна известна — это давление, так как опыт производится при атмосферном давлении. Следовательно, остаются еще две свободы, которыми мы можем располагать, — температура  $T$  и концентрация  $C$ .

При исследовании гетерогенных систем мы можем распределить все эти системы по числу компонентов:

1. Системы с одним компонентом (однокомпонентные).
2. Системы с двумя компонентами (двухкомпонентные).
3. Системы с тремя компонентами (трехкомпонентные) и т. д.

При этом общее число фаз возрастает с увеличением числа компонентов.

Основное значение правила фаз Гиббса заключается в том, что им определяется число фаз, которые могут сохранять равновесие при меняющихся условиях.

Отсюда мы можем сделать вывод, что, если имеются три компонента, как, например, часто присутствующие в определенных типах магматических пород  $MgO$ ,  $SiO_2$ ,  $H_2O$ , теоретически могло бы существовать одновременно пять фаз. Максимальное число фаз будет наблюдаться, как и в других случаях, при условии, что и давление и температура будут вполне определенными, т. е. если система инвариантна. Но, так как в природе такие условия невероятны, потому что во время геологических процессов  $P$  и  $T$  будут изменяться в больших пределах, обе эти величины будут переменными; следовательно, налицо будут две степени свободы. Отсюда мы можем сделать другой вывод: что уравнение Гиббса должно быть сведено к следующему:  $P = K$ . Исходя из этого, Гольдшмидт при изучении метаморфических сланцев установил минералогическое правило фаз, согласно которому при числе компонентов  $n$  и произвольных давлений и температуре не может существовать свыше  $n$  минеральных фаз. Так, если имеется система  $MgO - SiO_2 - Al_2O_3$ , могут получиться только такие комбинации минералов:

1. Форстерит ( $2MgO \cdot SiO_2$ ) — шпинель ( $MgO \cdot Al_2O_3$ ) — периклаз ( $MgO$ ).

2. Корунд ( $Al_2O_3$ ) — шпинель ( $MgO \cdot Al_2O_3$ ) — кордиерит ( $2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$ ).

3. Форстерит ( $2MgO \cdot SiO_2$ ) — шпинель ( $MgO \cdot Al_2O_3$ ) — энстатит ( $MgSiO_3$ ).

4. Андалузит ( $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ ) — кварц ( $SiO_2$ ) — кордиерит ( $2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$ ).

5. Энстатит ( $MgO \cdot SiO_2$ ) — кварц ( $SiO_2$ ) — кордиерит ( $2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$ ).

Следует, однако, иметь в виду, что на практике могут быть и отклонения от этого правила.

При применении правила Гиббса предполагается, что между реагирующими фазами достигается полное равновесие. На самом деле в природе равновесие далеко не всегда достигается. Так, например, при быстром падении температуры расплавы застывают слишком быстро, чтобы могло установиться равновесие. Это особенно относится к силикатным расплавам, например к кислым лавам, которые застывают при быстром понижении температуры и давления. Поэтому при применении правила фаз нередко говорят о действительном и „кажущемся“ равновесиях.

Особенно просты, хотя далеко не всегда, однокомпонентные системы, очень сложны — четырехкомпонентные. Более сложные системы, не связанные с водными растворами, пока почти не

поддаются определению, тем более, что и изображение процессов в них представляет особенно большую сложность.

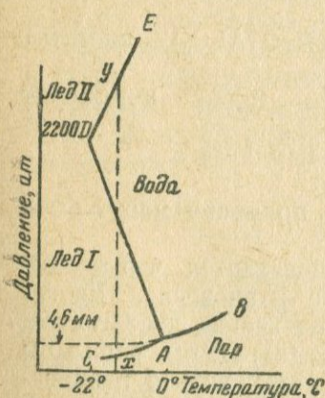
Между тем в магматических системах, представляющих собой по преимуществу силикатные расплавы, присутствует большое число компонентов. В состав большинства магм входят различные молекулярные комбинации ряда элементов, главным образом Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H, O, и в меньшем количестве F, Cl, P и др.

При таком большом числе компонентов разрешение ряда вопросов, связанных с кристаллизацией и с иными процессами, происходящими в их присутствии при изменениях температуры и давления, эмпирическим путем не всегда удается.

### Однокомпонентные системы

В состав однокомпонентной системы входит только одно вещество, которое может находиться в трех фазах — твердой, жидкой, газообразной.

Дело осложняется тем, что одно и то же вещество в твердой фазе может быть представлено несколькими модификациями, имеющими различное кристаллическое строение. Эти модификации, кристаллизуясь в различных сингониях или, при одной и той же сингонии, в различных классах ее, наконец различаясь строением атомных решеток, обладают различной температурой плавления. Они различаются также и другими физическими свойствами; некоторые из них могут быть и аморфными.



### Система воды

Типичной однокомпонентной системой является система воды, в которой наблюдаются изменения фазового состояния в зависимости от температуры и давления, с переходом в различные фазы и получением различных модификаций. При давлении до 20 000 атм и температуре до  $+80^\circ$  вода дает шесть таких модификаций льда (I—VI). Из них модификация III устойчива в очень ограниченном интервале.

Система воды изображена на рис. 23 в виде диаграммы, на которой нанесены кривые упругости пара-воды (AB), пара-льда (AC), изменения температуры плавления с повышением давления для льда I (AD) и льда III (LE).

Все три кривые сходятся в одной точке A. Эта тройная инвариантная точка соответствует давлению 4,6 мм ртутного столба и температуре около  $0,008^\circ\text{C}$ .

Рис. 23. PT = диаграмма системы лед — вода — пар: AB — упругость пара воды; AC — упругость пара льда; AD — изменение температуры плавления с повышением давления для льда I; ED — то же для льда III; A — тройная точка плавления льда при давлении 4,6 мм; D — точка перехода льда I в лед II, III.

Кривая плавления образует угол с линией давления. Это указывает на то, что точка плавления льда понижается по мере увеличения давления.

Если вода находится только в соприкосновении с паром, мы получаем один компонент и две фазы его. Следовательно,  $F = 1 + 2 - 2 = 1$ , т. е. система обладает только одной степенью свободы. Поэтому взаимоотношения между двумя фазами изображаются линией.

Обе линии пересекаются в одной точке, которая называется тройной, так как здесь три фазы одного и того же компонента соприкасаются друг с другом. В этой точке мы имеем один компонент, три фазы. Следовательно, число степеней свободы будет равно нулю, т. е. в данной точке система инвариантна:  $F = 1 + 2 - 3 = 0$ .

Когда повышается температура — исчезает лед, когда она понижается — исчезает жидкость (жидкая вода).

Значение того, что по мере увеличения давления понижается температура плавления льда, в геологии огромно; в частности, это способствует движению ледников.

Изменения в системе воды при наличии тех или других фаз имеют огромное значение для суждения о процессах дифференциации магмы, кристаллизации ее, минералообразования и передвижения воды в земной коре при разных условиях температуры и давления и при различной пористости горных пород, в частности в капиллярных и субкапиллярных порах, а также при кристаллизации солей из растворов и т. д.

Крупное значение имеет изменение объема воды при ее переходе в твердое состояние: вода, нагретая до температуры кипения, по мере охлаждения, при обыкновенном давлении, постепенно уменьшает свой объем (до  $4^\circ$ ); ниже  $4^\circ$  она начинает расширяться и при  $0^\circ$  переходит в лед, причем объем ее увеличивается примерно на  $10\%$ .

При дальнейшем охлаждении льда его объем постепенно уменьшается, что характерно для нормального льда (модификация I).

При температуре около  $-22^\circ$  и давлении около  $2050 \text{ атм}$  ( $2 \text{ т/см}^2$ ) получается модификация III, более тяжелая, чем вода. Возможно, что в некоторых районах Арктики и Антарктики, где температура часто ниже  $-22^\circ$ , а давление льдов огромно, может существовать эта своеобразная модификация III; область ее — площадь *CBLE* (рис. 24).

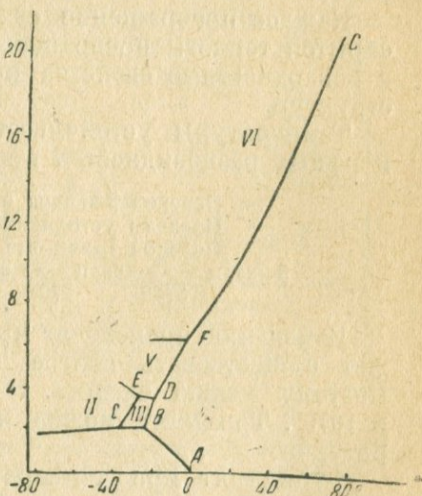


Рис. 24. Равновесие системы лед—вода.

Среди однокомпонентных систем пирогенных минералов особенно большое значение имеет система кремнекислоты (рис. 25).

В зависимости от физико-химических условий кремнекислота дает до девяти различных модификаций, устойчивых в определенных интервалах температуры и давления:  $\beta$ -кварц (обыкновенный кварц);  $\alpha$ -кварц;  $\gamma$ -тридимит;  $\beta$ -тридимит;  $\alpha$ -тридимит;  $\beta$ -кристобалит;  $\alpha$ -кристобалит; халцедон (?); опал.

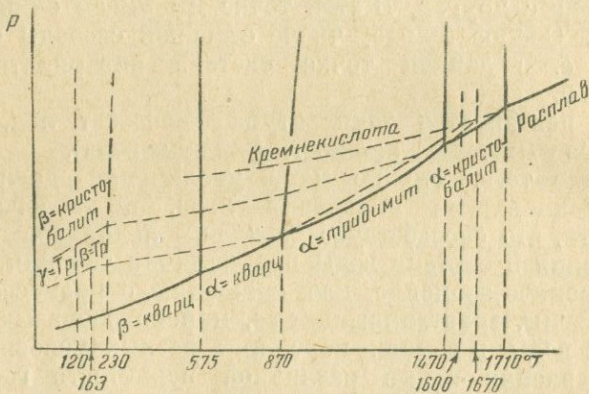


Рис. 25.  $PT$ -диаграмма системы кремнекислоты.

Каждое превращение связано с одновременным изменением скрытой теплоты превращения. Большое значение имеют также и поверхностные свойства кристаллов, изменение двойниковых структур.

Температуры устойчивости и образования различных полиморфных разновидностей кремнекислоты следующие:

Переход $\beta$ -кварца в $\alpha$ -кварц	575°
Пределы устойчивости тридимита	870—1470°
Переход тридимита в кристобалит	1470°
$\beta$ -кварц $\rightarrow$ $\alpha$ -кварц $\rightarrow$ тридимит $\rightarrow$ кристобалит $\rightarrow$ расплав	
575°                      870°                      1470°                      1713°	

Изменения происходят чрезвычайно медленно. Тридимит может существовать долгое время как метастабильная форма. Поэтому можно считать температуру его плавления близкой к 1670°. Тридимит можно изучать и при обыкновенной температуре.

$\gamma$ -тридимит при температуре 163° переходит в  $\beta$ -тридимит, причем обе формы гексагональные, одноосные: одна из них, вероятно, гемидрическая, другая — голоэдрическая.

Высокотемпературный  $\alpha$ -кристобалит — кубический при температуре выше 1470° и метастабильный при температуре ниже 1470°. Если не происходит превращения кристобалита

в тридимит при температуре ниже  $1470^{\circ}$ , он даст  $\beta$ -кристобалит, квадратный, одноосный обычно с двойниковым сложением.

Особенно большое значение имеет превращение при температуре  $575^{\circ}$ . Эта температура превращения довольно твердо установлена. Превращение полностью обратимое. По этой температуре определяются температуры, при которых происходят процессы выделения кварца; в ряде случаев возможно довольно точно устанавливать температуру, при которой происходят некоторые процессы, например образования пегматитов.

Гибсон указал на влияние давления при переходе  $\beta$ -кварца в  $\alpha$ -кварц и установил следующую зависимость между давлением и температурой этого перехода:

Давление в мега- барах	Глубина (в км)	Температура пере- хода ( $^{\circ}\text{C}$ )
0	0	575
300	1	580
1500	5	606
2700	9	636
3000	10	644
6000	20	(730)
9000	30	(83)

Наконец, как указывает Ферсман, при определенных условиях в земной коре кварц не может образоваться и делается неустойчивым. Согласно Джонсону, такого рода критический момент может наступить при температуре  $639^{\circ}$  и давлении  $5272 \text{ атм.}$ , т. е. на глубине  $21 \text{ км.}$

Переход  $\alpha$ -кварца в тридимит происходит, по Феннеру, при температуре  $870^{\circ}$  и сопровождается сильным увеличением объема — на  $14\%$ . Определить эту точку чрезвычайно трудно, так как при нагревании кварца наблюдать переход его в тридимит можно только при применении катализаторов.

### Двухкомпонентные системы

Гораздо большее значение в петрологии имеют системы двухкомпонентные.

**Эвтектика** (рис. 26). Каждое из двух веществ  $A$  и  $B$ , в жидком состоянии полностью смешивающихся, при затвердевании понижает температуру другого, причем это понижение прогрессивно усиливается по мере увеличения относительных количеств того или другого компонента.

Получаются две кривые, которые должны пересечься в какой-либо точке  $E$ . Эта наиболее низкая из всех возможных точек затвердевания для смеси двух компонентов  $A$  и  $B$  носит название эвтектической точки. Перпендикуляр  $EE_1$ ,

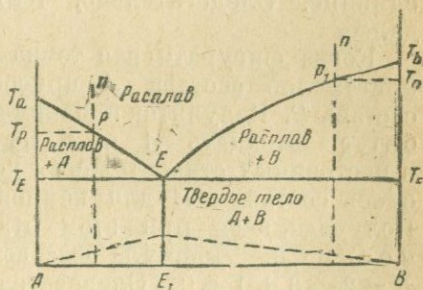


Рис. 26. Диаграмма нормальной эвтектики при полном отсутствии твердых растворов и двойных солей.

опущенный из точки  $E$  на абсциссу, дает нам относительные количества обоих компонентов с наиболее низкой температурой затвердевания. Горизонтальная линия, проведенная через точку  $E$ , дает нам эвтектическую температуру  $T_E$ , наименьшую температуру затвердевания или плавления смеси двух веществ  $A$  и  $B$ .

Обе кривые представляют собой несколько выпуклые линии. Эвтектическая точка, очевидно, лежит ниже точки затвердевания каждого из обоих компонентов в отдельности.

Кривые  $T_E$  и  $T_B$  дают нам верхний предел кристаллизации. Каждая точка этих кривых дает нам состав насыщенных растворов для различных температур.

Рассмотрим процесс кристаллизации в такой системе. Пусть состав гомогенной смеси в жидком состоянии будет  $n$ ; при постепенном охлаждении смесь остается жидкой до тех пор, пока она не достигнет точки  $p$ ; линия  $np$  изображает изменения, происходящие в данной системе по мере понижения температуры. Когда достигается точка  $p$ , жидкость будет насыщена веществом  $A$ , т. е. получится система равновесия при температуре  $T_p$  между твердой (кристаллы) и жидкой фазами  $A$ . При дальнейшем понижении температуры вещество  $A$  выделяется в твердом состоянии, т. е. происходит кристаллизация его. В результате этого концентрация раствора изменяется и система равновесия постепенно передвигается по кривой  $pE$ . Жидкость постепенно обогащается веществом  $B$  вследствие выпадения из расплава вещества  $A$ .

Фазовое равновесие при постоянном давлении будет выражаться формулой:  $F = K - P + 1$ , или, подставляя числовые значения, имея в виду наличие двух компонентов и двух фаз — жидкой и твердой:  $F = 2 - 2 + 1 = 1$ . Степень свободы равна единице. Следовательно, температура должна понижаться и далее.

Когда фигуративная точка достигнет точки  $E$ , к выпадению кристаллов состава  $A$  присоединится выпадение кристаллов состава  $B$ . Получится одна жидкая фаза и две твердые. В точке  $E$  будут выпадать  $A$  и  $B$  из общего раствора одновременно в постоянных относительных количествах, образуя эвтектическую смесь состава  $AE$  для компонента  $A$  и  $EB$  для компонента  $B$ . Получающиеся при этом отношения называются эвтектическими. Формула фазового равновесия будет следующая:  $F = 2 - 3 + 1 = 0$ . Следовательно, температура не будет далее понижаться, так как степень свободы равна нулю.

Когда будет исчерпана вся жидкая фаза, фазовое равновесие снова приобретет вид:  $F = 2 - 2 + 1 = 1$ , т. е. степень свободы снова будет равна единице, и понижение температуры возобновится. В дальнейшем может происходить только смена модификаций, если кристаллы способны к этому.

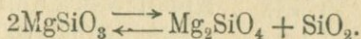
Если точка начала кристаллизации будет справа  $P_1$ , получится, как и в первом случае, эвтектическая смесь из тех же

относительных количеств  $A$  и  $B$ , но с той разницей, что в ней будут рассеяны кристаллы не  $A$ , а  $B$ .

До конца кристаллизации температура эвтектической точки ( $T_E$ ) не изменяется, что характерно для эвтектики.

Основной вывод заключается в том, что выпадением кристаллов руководит в данном случае не температура их первичной кристаллизации из чистого расплава их и не температура их плавления, но относительные количества их по сравнению с эвтектической точкой.

Первоначально предполагалось, что эвтектика играет основную роль в процессах кристаллизации силикатных расплавов, следовательно и магмы. К числу таких процессов относили одновременную кристаллизацию калиевого полевого шпата и кварца. Экспериментальные исследования, в особенности американских петрографов, показали, что, наряду с эвтектикой, большую роль в процессах кристаллизации силикатных расплавов и магм играет также перитектика или инконгруентное плавление, т. е. плавление с разложением. Как пример, можно привести энстатит, который при нагревании до  $1557^\circ$  дает расплав кремнекислоты и в нем кристаллы форстерита:



Явления инконгруентного плавления оказались настолько распространенными, что Боуэн мог сказать: „Когда перитектика входит в дверь — эвтектика вылетает в окно“. Усложняется эвтектика, кроме того, двойными соединениями и твердыми растворами, а также образованием довольно широко распространенных полиморфных разновидностей.

На предыдущих диаграммах не предусматривается переохлаждение (пересыщение), которое играет значительную роль в процессах кристаллизации расплавов (растворов).

В действительности расплав может быть переохлажден или пересыщен по отношению к одному или к обоим компонентам, в результате чего получаются различные системы равновесия.

На рис. 27 пунктирные линии указывают на возможные пределы переохлаждения (пересыщения). Вместо одной эвтектики здесь получается не менее трех псевдоэвтектик вследствие выделения тепла. Переохлаждение раствора  $H$  или  $F$  может при этом оказывать очень сложное влияние и на порядок кристаллизации минералов в горных породах.

Характерные примеры эвтектик в двухкомпонентных (бинарных) системах без твердых растворов и без инконгруентного плавления приведены в табл. 10.

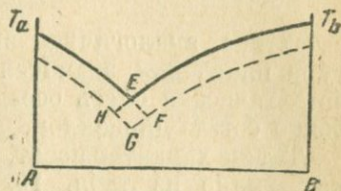


Рис. 27. Ложное равновесие, обусловленное переохлаждением.

## Некоторые эвтектики породообразующих минералов

Относительные количества минералов и температуры плавления				Температуры эвтектик	
Диопсид	88%	1391°	Форстерит	12% 1890°	1386°±3°
"	84%	1311°	Тридимит	16% 1670°	1362°
Альбит	72%	1100°	"	28% 1670°±10°	Около 975°
Диопсид	3%	1391°	Альбит	97% 1100°	1085°
"	61,5%	1391°	Лейцит	38,5% 1686°±5°	1300°±2°
"	58%	1391°	Анортит	42% 1550°	1270°

Система диопсид—анортит—типичная бинарная эвтектика, которая была изучена Боуэном (рис. 28). Высокая температура плавления минералов в этой системе сильно снижается при сравнительно низкой эвтектической точке (около 1270°). Кристаллизация анортита (справа) и диопсида (слева) идет по несколько выпуклым кривым. Так как температуры плавления диопсида и анортита близки друг к другу, относительные количества обоих компонентов в эвтектической смеси почти одинаковы. Характерна для плагиоклаз-диопсидовых пород.

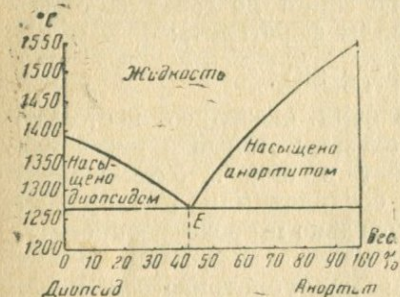


Рис. 28. Диаграмма системы диопсид—анортит (по Боуэну).

Система диопсид—альбит—также типичная бинарная эвтектика, аналогичная предыдущей системе. Так как температура плавления значительно ниже у альбита, чем у диопсида, эвтектическая смесь особенно богата диопсидом.

Тот же характер носят, как видно из табл. 10, системы диопсид—форстерит, диопсид—тридимит, альбит—тридимит, диопсид—лейцит.

Система  $MgO—SiO_2$  (рис. 29). Значительно более сложна такая бинарная система, как  $MgO—SiO_2$ , так как она распадается на две би-

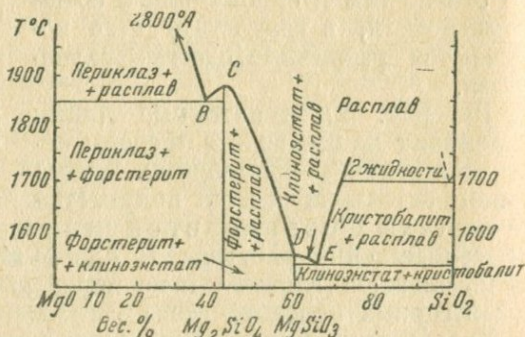
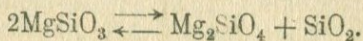


Рис. 29. Диаграмма системы  $MgO—SiO_2$  (по Боуэну).

нарные системы:  $MgO - Mg_2SiO_4$  (периклаз — форстерит), представляющую собой простую бинарную эвтектику, и  $Mg_2SiO_4 - SiO_2$ , с инконгруэнтным плавлением (форстерит — кремниевая кислота).

Между периклазом (температура плавления  $2800^\circ$ ) и форстеритом ( $1890^\circ$ ) получается бинарная система с простой эвтектикой без твердых растворов и без инконгруэнтного плавления. Кристаллизация происходит так, как в описанных выше бинарных системах.

С другой стороны, между форстеритом и кремнекислотой образуется сложное соединение в виде клиноэнстатита, который плавится инконгруэнтно, согласно следующему уравнению:



Как показано стрелками, данный химический процесс обратимый: клиноэнстатит при повышении температуры до  $1557^\circ$  распадается на жидкость состава  $SiO_2$  и выделяющийся в ней кристаллы форстерита. Наоборот, при понижении температуры до  $1557^\circ$  кристаллы форстерита снова заменяются кристаллами клиноэнстатита.

Ход кристаллизации расплава, состав которого колеблется между форстеритом и кремнекислотой, следующий (рис. 30). Пусть состав соответствует точке  $x$ , т. е. будет содержать меньше кремнекислоты, чем расплав  $b$ . Первыми в точке  $a$  начнут выделяться кристаллы форстерита. Формула фазового равновесия будет:  $F' = 2 - 2 + 1 = 1$  (два компонента — форстерит и кремнекислота и две фазы — жидкая и твердая в виде кристаллов форстерита).

Следовательно, имеется одна степень свободы: кристаллизация должна происходить при постепенном понижении температуры.

Когда температура системы достигнет  $1557^\circ$ , равновесие нарушится, так как начнет выделяться клиноэнстатит по указанной выше формуле. При составе расплава  $a$  (энстатит) фазовое равновесие будет представлять уравнение:  $F' = 2 - 3 + 1 = 0$  (два компонента и три фазы — жидкая и две твердые: кристаллы форстерита и клиноэнстатита).

Так как степень свободы равна нулю, процесс преобразования форстерита в клиноэнстатит окончится полным исчезновением форстерита без изменения температуры.

Когда реакция между расплавом и форстеритом закончится, фазовое равновесие снова будет выражаться формулой:  $F' = 2 - 2 + 1 = 1$ . Степень свободы будет опять равна единице. Следовательно, снова начнется понижение температуры, но

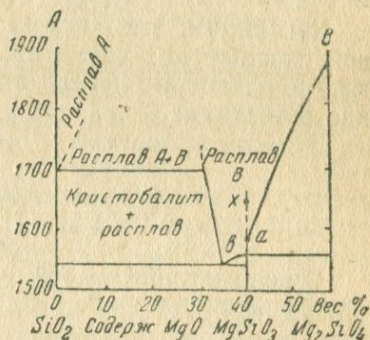


Рис. 30. Диаграмма системы  $SiO_2 - Mg_2SiO_4$  (по Боуэну, Андерсену, Грейгу).

с выделением не форстерита, а клиногиперстена и образованием в конечном результате эвтектической смеси при температуре  $1543^{\circ}$ , состоящей из  $35\%$  клиноэнстатита и  $65\%$  кремнекислоты — в условиях эксперимента в виде тридимита, в природных условиях в виде кварца. Если имеется избыток расплава с содержанием кремнекислоты не более, чем в расплаве  $a$ , первым выделяется клиноэнстатит.

При содержании кремнекислоты больше, чем соответствует эвтектической смеси клиноэнстатит — кремнекислота, первым выделяется при температуре выше  $1670^{\circ}$  кристобалит (при понижении температуры до  $1670^{\circ}$  переходит в тридимит). При высоких температурах происходит разделение расплава на две жидкости разного состава (происходит „ликвация“ расплава).

Система  $MgO - SiO_2$  имеет крупное петрогенетическое значение, так как минералы, входящие в эту систему, — оливины и пироксены — образуют ряд широко распространенных магматических пород (габбро, базальты и др.).

Как видим, эта система отличается в то же время значительной сложностью: образуется сложное соединение (клиноэнстатит) и плавление носит инконгруэнтный характер, образуются две эвтектики:

периклаз	—	форстерит
$14\%$ $MgO$		$86\%$
клиноэнстатит	—	кристобалит (тридимит)
$87,5\%$		$12,5\%$

Система  $FeO - SiO_2$ . В данной системе (рис. 31) имеется одно соединение —  $Fe_2SiO_4$  (ортосиликат — файалит), температура плавления которого всего  $1065^{\circ}$ , температура плавления крайних членов:  $FeO - 1541^{\circ}$ ,  $SiO_2 - 1713^{\circ}$ .

Изучение системы  $FeO - SiO_2$  затрудняется тем обстоятельством, что окислы железа обладают чрезвычайно высокой реакционной активностью.

В природе встречаются минеральные виды, состоящие из  $FeO$  и  $SiO_2$ , в виде файалита —  $Fe_2SiO_4$  и др.

Температура плавления оливинового молекулярного

соединения  $2FeO \cdot SiO_2$  ( $1065^{\circ}$ ) определена пока только приблизительно; температура плавления файалита очень низкая, как уже давно установлено, судя по технологическим процессам.

Большим затруднением при определении температуры плавления в данном случае является то обстоятельство, что при

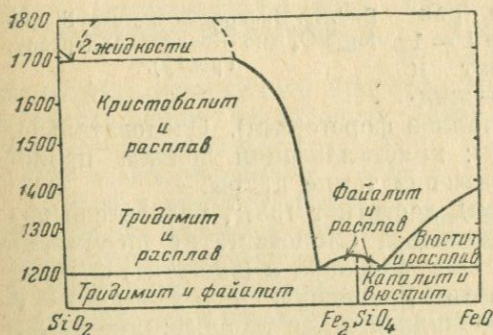


Рис. 31. Система  $FeO - SiO_2$  (по Боуэну).

нагревании закисные соединения железа легко окисляются с образованием магнетита.

По мере возрастания относительного содержания окислов железа  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  происходит изменение окраски от интенсивно красной и желтой до зеленой и синей в почти чистых закисных, от серой до почти черной, в почти чистых окисных минералах и соединениях.

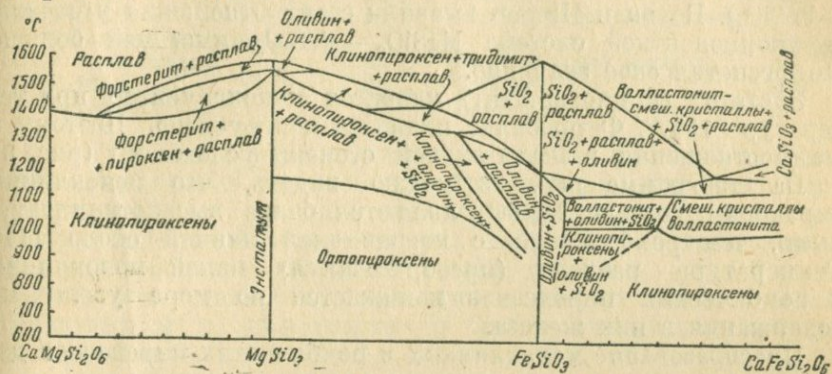


Рис. 32. Система диопсид-энстатит.

Рис. 33. Система энстатит-ферросилит.

Рис. 34. Система ферросилит-геденбергит.

На диаграмме рис. 32—34 представлены процессы кристаллизации нещелочных пироксенов (по Боуэну и Шереру) и равновесия вдоль пограничной линии  $CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6$ . Вследствие инконгруэнтного плавления эти системы не бинарные.

Система диоксид—энстатит ( $CaMgSi_2O_6 - MgSiO_3$ ) интересна по той причине, что она охватывает такие важнейшие породообразующие минералы, как оливины и пироксены, входящие в состав сиенитов, монзонитов, габбро со всеми переходами между этими породами, включая и вулканические аналоги этих пород (рис. 32).

Наиболее простой случай (когда расплав имеет состав энстатита) описан ранее при характеристике энстатита. Из этого состава выделяется сперва форстерит ( $Mg_2SiO_4$ ), как первичная фаза. При понижении температуры расплава до  $1557^\circ$  форстерит резорбируется и вместо него образуется энстатит. То же происходит и с другими пироксенами.

Система волластонит—ферросилит ( $CaSiO_3 - FeSiO_3$ ) также не простая, с рядом полей, дающих разнообразные продукты кристаллизации.

Геденбергит ( $CaFeSi_2O_6$ ) стабилен только при температуре  $965^\circ$ . При нагревании он преобразуется из химического соединения в гомогенную твердую фазу из ферросилита ( $FeSiO_3$ ) и волластонита ( $CaSiO_3$ ). Сам геденбергит, как предполагает Барт, образует непрерывный ряд твердых растворов с  $FeSiO_3$ .

Система волластонит—клиноэнстатит ( $CaSiO_3 - MgSiO_3$ ) также в значительной степени сложная.

Миналы энстатита и волластонита дают химическое соединение — диопсид ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ). При низких температурах энстатит не дает твердых растворов с диопсидом. Но при повышении температуры до  $1140^\circ$  энстатит переходит в клиноэнстатит и может получиться непрерывный ряд твердых растворов диопсида и клиноэнстатита.

Система клиноэнстатит — ферросилит ( $\text{MgSiO}_3$  —  $\text{FeSiO}_3$ ). Боуэн и Шерер выявили взаимоотношения в сложной двухкомпонентной системе  $\text{MgSiO}_3$  —  $\text{FeSiO}_3$ , имеющей большое петрогенетическое значение.

Энстатит (клиноэнстатит) плавится incongruently при температуре  $1557^\circ$ . Ферросилит плавится congruently. Поэтому их взаимоотношения в значительной степени усложнены (рис. 33).

На диаграмме рис. 33 можно видеть, что моноклинные пироксены состава  $\text{MgSiO}_3$  являются более высокотемпературными, чем ромбические, с пограничной линией около  $1140^\circ$ . Температура раздела (преобразования) полей моноклинных и ромбических пироксенов понижается по мере увеличения содержания в них железа.

Преобразование моноклинных и ромбических пироксенов данного состава может служить геологическим термометром.

На той же диаграмме виден ряд полей с определенным относительным содержанием  $\text{MgSiO}_3$  и  $\text{FeSiO}_3$ . При определенных температурах incongruentное плавление происходит только в случае значительного содержания в смеси энстатита; при большом содержании  $\text{FeSiO}_3$  гиперстен ( $\text{Mg, Fe}$ )  $\text{SiO}_3$  плавится congruently и может кристаллизоваться одновременно со свободной кремнекислотой, которая при сухом плавлении выделяется в виде тридимита.

Этим объясняется то, что чистый форстерит не встречается одновременно с кварцем, в то время как гортонолит кристаллизуется при образовании некоторых гранитов одновременно с кварцем (некоторые щелочные граниты Приазовья, ралакиви и др.).

Для большинства членов ряда диопсид — клиноэнстатит характерно то, что они плавятся incongruently. Так, например, описываются пути преобразования пироксена состава  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{MgSiO}_3$ . При температуре  $1552^\circ$  первыми выделяются из такого состава кристаллы форстерита. Кристаллизация форстерита продолжается, пока температура не достигнет  $1523^\circ$ . При этой температуре начинается кристаллизоваться пироксен, и в пределах  $1523$ — $1420^\circ$  одновременно присутствуют три фазы — жидкость, форстерит и пироксен. При температуре  $1420^\circ$  исчезают как форстерит, так и расплав и все застывает в виде пироксена.

Таким образом, диаграмма дает представление о природе соответствующих фаз для каждой температуры и для каждого состава, но не дает точного представления относительно фаз гетерогенной смеси. Для этого необходимо иметь три компонента и трехкомпонентную диаграмму.

Кристаллизация  $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6 - \text{FeSiO}_3$  показана на рис. 34.

В общем состав пироксенов отличается уменьшением содержания  $\text{FeO}$  по мере того, как мы переходим от более кислых к более основным породам, в которых они присутствуют. Ниже приводится в весовых процентах содержание  $\text{FeO}$  в пироксенах различных пород:

Сиенит	50	Трахит	53
Диорит	30	Роговообманково-слюяной	
Биотитово-роговообманково-габбро	45	андезит	46
Габбро	31	Пироксеновый андезит	44
Перидотит	14	Базальт	22,5
		Лимбургит	13

Система кварц—калиевый полевой шпат. В магматических горных породах, в особенности кислых, очень часто наблюдается одновременное присутствие кварца и калиевого полевого шпата; поэтому система кварц—калиевый полевой шпат имеет большое петрогенетическое значение.

Существуют четыре модификации калиевого полевого шпата, получающиеся в зависимости от физико-химических условий его образования.

Эти модификации следующие:

#### а) Моноклинные и псевдомоноклинные

1. Ортоклаз, обычно мутный, непрозрачный или просвечивающий, широко распространенный как в глубинных, так и в излившихся породах.

2. Санидин, прозрачный, стекловидный, входящий в состав ряда наиболее юных излившихся пород; иногда (Кавказ) он входит в состав также и глубинных магматических пород (неогранитов).

3. Адуляр, прозрачный и стекловидный, как и санидин, но с иными оптическими свойствами, белый или светлоокрашенный; образуется часто в виде хороших кристаллов в пустотах гнейсов и иногда даже в друзах гранитов при гидротермальных процессах.

#### б) Триклинные

4. Микроклин, с теми же свойствами, как и ортоклаз, макроскопически почти не отличимый от ортоклаза, но достаточно резко отличающийся от него под микроскопом; присутствует в гранитах, аплитах и других близких к ним породах.

Ортоклаз и микроклин обладают совершенно одинаковыми физическими свойствами: плотностью, показателями преломления, температурой плавления и т. д.; они представляют собой по существу структурные модификации одного и того же вещества. Можно рассматривать ортоклаз как субмикроскопический сдвойникованный микроклин.

Изучение системы кварц-ортоклаз связано с большими затруднениями вследствие перехода кварца при повышении

температуры в иные модификации, в особенности же потому, что при плавлении этой системы образуется чрезвычайно вязкая масса. Все это делает равновесие системы несовершенным. Особенно большие затруднения представляет определение температуры плавления, тем более, что ортоклаз плавится инконгруентно. Распадение ортоклаза на лейцит и стекло происходит при температуре  $1215^{\circ}$ . Температура плавления альбита, по Боуэну,  $1100^{\circ}$ . В природе никогда не наблюдается образования твердых растворов между кварцем и полевым шпатом, но исключительно образуются эвтектики. При этом получают характерные эвтектические структуры вплоть до микроэвтектических структур кварца и полевого шпата (микронегматита). Эти структуры указывают на взаимное прорастание обоих минералов и на их одновременную кристаллизацию, характерную для эвтектических смесей.

Подтверждением этого положения является обстоятельство, которое было установлено Фогтом: в том случае, когда над эвтектическим отношением между кварцем и полевым шпатом преобладает кремнекислота, первым выпадает избыточный кварц; наоборот, когда преобладает полевой шпат, в микронегматите первым выделяется полевой шпат.

Эвтектика кварца и полевого шпата характеризуется довольно постоянным относительным количеством обоих компонентов:  $26\%$  кварца и  $74\%$  полевого шпата. Фогт давал несколько иные числа:  $27,5\%$  кварца и  $72,5\%$  полевого шпата.

То обстоятельство, что щелочные полевые шпаты, в том числе ортоклаз, особенно хорошо кристаллизуются в ряде магматических пород, а в пегматитах кристаллы их достигают наиболее крупных размеров, обусловлено тем, что магма таких пород содержит значительные количества летучих веществ (минерализаторов), в том числе и воду, которые способствуют кристаллизации, делая магму менее вязкой, способной оставаться в жидком состоянии при температуре ниже  $1215^{\circ}$ .

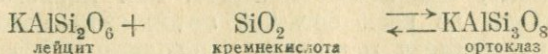
Лишь когда магма подходит к поверхности земли и в особенности когда она выливается на эту поверхность в виде лавы, она теряет летучие компоненты и становится очень вязкой; происходит застывание ее в виде тонкозернистой или стекловатой основной массы соответствующих пород (липариты, кварцевые порфиры, перлиты, обсидианы и т. д.). В гранитах и особенно в пегматитах условия кристаллизации являются наиболее благоприятными.

Характерно, что кислые излившиеся породы, аналогично пегматитам, обладают составом, близким к эвтектическому. Фогт называет такой состав анхивтектическим. Выходя на поверхность земли, к моменту своего застывания, эти породы обладают температурой, близкой к  $870^{\circ}$ ; температура обсидианов в этот момент равна  $870^{\circ}$ ; свободная кремнекислота кристаллизуется в виде тридимита, который последовательно превращается в  $\alpha$ -кварц и далее в  $\beta$ -кварц. Сама система в действительности

осложнена процессом инконгруэнтного плавления ортоклаза с образованием лейцита.

Система лейцит—кремнекислота представляет собой бинарную систему с инконгруэнтным плавлением и с образованием сложного соединения—ортоклаза (рис. 35).

Формула уравнения, по которому происходят реакции, следующая:



В 1922 г. Боуэн и Морей при температуре 1200° получили из ортоклаза расплав, в котором заметна была после затвердевания очень тонкая решетчатая структура, а при повышенной

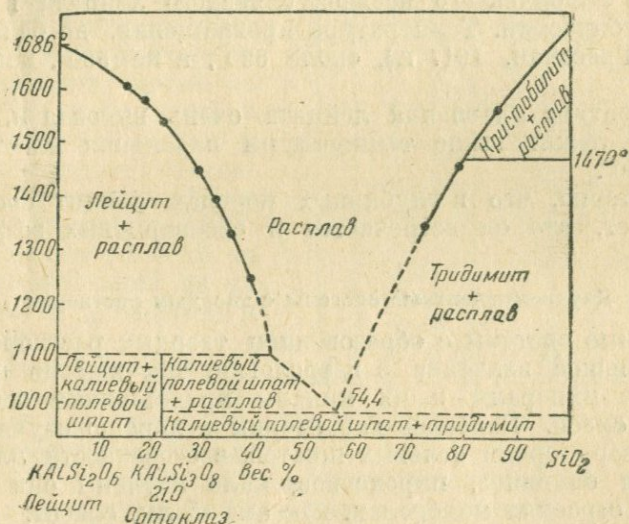


Рис. 35. Система лейцит—кремнекислота.

температуре видны были ясно выраженные скелетные изометричные кристаллы лейцита. При температурах выше 1400° выделялись круглые кристаллики лейцита с сильно двоякопреломляющими пятнами натяжения в окружающем их стекле. Это последнее явление было связано с тем, что при превращении лейцита в другую модификацию происходит увеличение объема на 2%.

Присутствие молекул альбита в ортоклазе несколько снижает температуру инконгруэнтного плавления (1170°). В совершенно чистом ортоклазе достигается вполне жидкое состояние при температуре 1530°. Следовательно, получается интервал в 360°.

Инконгруэнтное плавление калиевого полевого шпата имеет большое значение при разрешении вопросов кристаллизации

ортоклаза, образования щелочных пород, кристаллизации полевых шпатов и их заместителей в магматических породах.

В том случае, когда кристаллы лейцита покрываются защитными оболочками других минералов или когда они удаляются из данного магматического расплава, получается агрегат в виде кварцево-полевошпатовой породы.

Следовательно, выделения лейцита, как первого минерала, следует ожидать во всех богатых ортоклазом магмах. Такие лейциты, выделившиеся первыми, наблюдались в виде псевдолейцитов в лейцитовых гранит-порфирах Бразилии. В Уайоминге Кросс наблюдал присутствие кристаллов лейцита в очень богатой кремнекислотой основной массе.

Для самого лейцита чрезвычайно характерно обратимое превращение ромбического псевдокубического лейцита в действительно кубический. Температура превращения, по более новым данным (Гроссман, 1917 г.), около  $620^{\circ}$ , а не  $560^{\circ}$ , как думали раньше.

Температура плавления лейцита очень высокая и, по Буке и Эйтелю, лежит выше температуры плавления платины, т. е. около  $1860^{\circ}$ .

Характерно, что в глубинных породах лейцит совершенно отсутствует, зато он встречается в бескварцевых эффузивных породах.

#### Двухкомпонентные системы с твердым раствором

Бинарные системы с образованием твердых растворов имеют очень большое значение в петрологии, так как по существу почти все минералы и их миналы представляют собой изоморфные смеси. Наиболее характерны и хорошо изучены твердые растворы среди полевых шпатов, в особенности плагиоклазов, среди оливинов, пироксенов; мало изучены они в таких сложного строения минералах, как амфиболы, слюды.

В изоморфных веществах эвтектические точки отсутствуют. Продукты, получающиеся при кристаллизации их расплавов, носят названия твердых растворов, изоморфных смесей, смешанных кристаллов. Для таких веществ процесс кристаллизации представляет собой часто непрерывную реакцию между расплавом и выделяющимися кристаллами, в отличие от прерывной реакции, которая происходит между расплавом и кристаллами, обладающими инконгруэнтным плавлением, например в серии форстерит — клинозистатит или лейцит — кремнекислота.

Огромное число породообразующих минералов представляют собой типичные непрерывные твердые растворы, хотя одновременно серия их может и прерываться, например в щелочных полевых шпатах серий ортоклаз—альбит, ортоклаз—анортит и др., в связи с неполнотой смещения К и Na из-за разницы диаметров их ионов. Кривые кристаллизации твердых растворов не показывают минимума. Получается двойная кривая плавления и вместо одной точки плавления — серия таких точек, сменяю-

щих друг друга в результате непрерывной реакции между расплавом и выделяющимися из него кристаллами.

Система альбит—анортит (рис. 36). Точка  $p_0$  на диаграмме находится выше кривой ликвидуса, т. е. в поле с жидкой фазой; состав расплава соответствует 50% анортита и 50% альбита при температуре около 1500°. По мере понижения температуры фигуративная точка  $p_0$  постепенно опускается. Когда она достигнет положения  $p$  на кривой ликвидуса, при температуре около 1440°, начинается выделение твердой фазы в виде кристаллов, обогащенных сравнительно с расплавом анортитом и обедненных альбитом. Проведя изотермическую (горизонтальную) линию из точки  $p$  до пересечения с кривой солидуса в точке  $q$ , определяем состав выделяющихся кристаллов путем опускания из точки  $q$  ординаты на линию  $Ab—An$  до точки, указывающей на их состав из 80% анортита и 20% альбита.

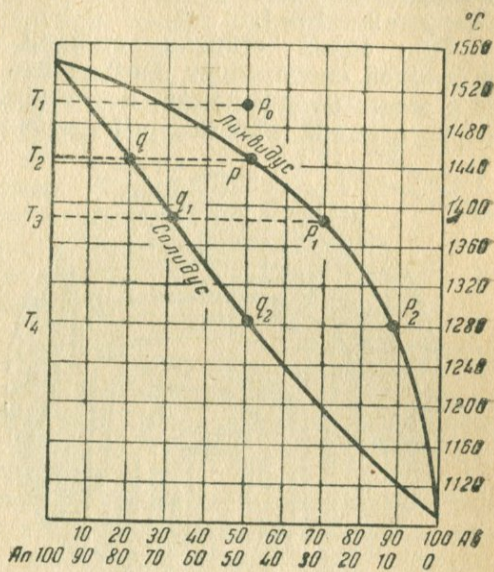


Рис. 36. Система альбит—анортит (по Боуэну).

В этой точке фазовое равновесие определяется уравнением:  $F = 2 - 2 + 1 = 1$ , т. е. имеется одна степень свободы. Температура должна понижаться, так как равновесие между кристаллами с большим содержанием анортита, чем в жидкости, нарушается. Происходит реакция между жидкостью и кристаллами, и фигуративная точка движется по кривой ликвидуса при постепенном растворении образовавшихся кристаллов и замене их новыми.

В точке  $p_1$  получим состав жидкости в связи с выпадением смешанных кристаллов плагиоклаза, более сильно обогащенной альбитом, чем в точке  $p$ , с содержанием альбита 70% и анортита 30%. Одновременно в точке  $q_1$  выделяющиеся кристаллы также будут значительно больше обогащены альбитом при меньшем содержании анортита, в результате реакции между кристаллами и жидкостью указанного состава (70% анортита и 30% альбита).

При дальнейшем понижении температуры реакция между расплавом и кристаллами непрерывно продолжается; получаются все более и более богатые альбитом новые кристаллы взамен растворяющихся в расплаве более основных кристаллов. Если реакция замены кристаллов происходит доста-

точно медленно, в точке  $p_2$  расплав будет содержать около 90% альбита и около 10% анортита, в то время как новые кристаллы в точке  $q_2$  будут иметь состав из 50% анортита и 50% альбита. Таким образом, состав кристаллов будет полностью соответствовать составу первичного расплава. Следовательно, жидкая фаза будет отсутствовать и процесс кристаллизации будет закончен. Условие фазового равновесия будет вытекать из уравнения:  $F = 2 - 2 + 1 = 1$ .

При одной степени свободы (понижение температуры) в твердой среде могут происходить только процессы образования новых модификаций, в частности при высокой температуре образуется анальбит, который при более низких переходит в альбит.

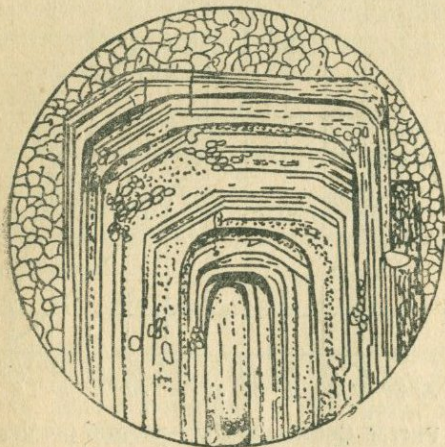


Рис. 37. Многократно зонарный кристалл плагиоклаза.

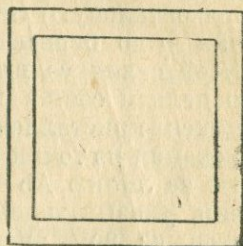


Рис. 38. Диаграмма зонарного кристалла плагиоклаза: узкая наружная зона имеет объем, равный объему внутренней части кристалла.

Описанный выше процесс с доведением реакции между расплавом и кристаллами плагиоклаза до конца и образованием сравнительно крупных кристаллов плагиоклаза происходит лишь при особенно медленном остывании расплава. В том случае, когда кристаллизация происходит очень быстро (например при излиянии магмы на поверхность), получаются мелкие кристаллы плагиоклаза того же состава, как и сам расплав.

При сравнительно медленном остывании на поверхности уже выпавших кристаллов, до того как они успеют раствориться и потерять часть компонента  $An$ , образуются слои иного состава, более богатые  $Ab$ , в соответствии с изменением состава расплава (магмы), из которого они образовались. Средний состав кристаллов к тому времени, когда кристаллизация закончится, должен быть такой же, как и состав исходной магмы, но центральные части их, выделившиеся ранее, должны быть более богаты анортитом, оболочки — альбитом. Получается зонарная структура плагиоклаза.

Одновременно с изменением состава минерала, от центра к периферии кристалла, изменяются и оптические свойства его, что хорошо наблюдается под микроскопом (рис. 37 и 38).

Особенно резко проявляется зонарная структура тогда, когда во время процесса остывания магмы и ее кристаллизации периодически происходит резорбция ранее выделившихся кристаллов.

Отсутствие зонарной структуры может быть обусловлено двумя причинами. Первая причина может состоять в том, что процессы кристаллизации и резорбции происходят непрерывно, без того процесса, который носит название фракционирования кристаллов, т. е. отделения ранее образовавшихся кристаллов от влияния окружающего расплава (магмы). Второй причиной может быть процесс пересыщения, когда получаются кристаллы, соответствующие по составу самой магме, как это было доказано опытами Дея и Аллина с плагноклазами.

Когда пересыщенная магма начинает кристаллизоваться при температуре, лишь незначительно ниже, чем температура, соответствующая точке  $q$  (рис. 39), согласно схеме Харкера, тепло, освобожденное при быстрой кристаллизации, может снова поднять температуру переохлажденной массы. После этого равновесие может быть достигнуто лишь тогда, когда снова магма и кристаллы попадут в условия, представленные точками  $x$  и  $y$ , лежащими на одной горизонтальной линии. При дальнейшем охлаждении снова может получиться зонарная структура. Этим именно можно объяснить некоторые ненормальности зонарной структуры, наблюдаемой иногда в плагноклазах.

То обстоятельство, что плагноклазы более поздних генераций обладают более кислым составом, совершенно ясно вытекает из только что рассмотренных взаимоотношений между анортитом и альбитом. Еще задолго до работ Дея и Аллина этот закон был установлен рядом создателей современной петрографии, сперва Фуке, затем Мишель-Леви, Розенбушем и др.

Точно так же уже давно был установлен Бекке (1897 г.) закон петрографии, согласно которому наружные зоны плагноклазов в магматических породах обладают более кислым составом, чем внутренние зоны их. Как было показано выше (см. рис. 36), этот же закон вытекает из физико-химических условий кристаллизации плагноклазов как изоморфных смесей двух компонентов — анортита и альбита.

Система форстерит — фаялит. Ортосиликаты, в свою очередь, образуют довольно большую и важную в петрогенетическом отношении группу оливинов, состоящую из изо-

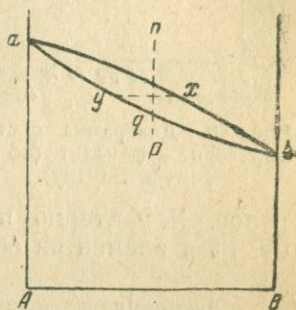


Рис. 39. Диаграмма пересыщения кристаллов плагноклазов.

морфного ряда файалита  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  с температурой плавления около  $1100^\circ$  и форстерита  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  с температурой плавления  $1890^\circ$  (рис. 40).

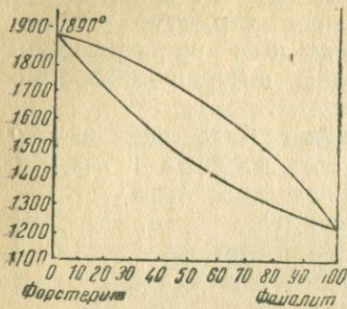


Рис. 40. Диаграмма системы форстерит — файалит (по Шеру и Боузу).

Они образуют непрерывный изоморфный ряд, в котором все физические свойства — плотность, показатели преломления и др. меняются так же постепенно, как и в плагиоклазах.

Для оливинов характерно то, что в содержащих полевые шпаты породах оливины, как правило, более богаты магниальным силикатом, чем пироксены, в бесполевошпатовых породах Fe и Mg в общем распределены равномерно между обеими группами минералов. Характерно присутствие в перидотитовых породах Ni, Cr, Pt и элементов ее группы.

#### Двухкомпонентные системы с ограниченными твердым раствором

В ряде случаев наблюдается, что из двух компонентов каждый в отдельности обладает способностью растворять некоторое, сравнительно небольшое количество другого вещества. Такого рода вещества имеют неполную смесимость (рис. 41).

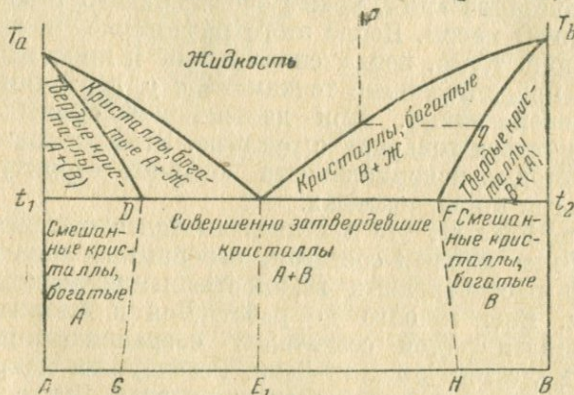


Рис. 41. Ограниченные твердые растворы.

Промежуточные твердые растворы существовать не могут. При таких условиях могут образоваться одновременно эвтектические смеси. Они образуются именно в этом интервале без твердых растворов.

Эта система характерна для таких групп алюмосиликатов, как ортоклаз и альбит, ортоклаз и анортит. Это связано с тем, что ортоклаз ни с анортитом, ни с альбитом не образует непрерывных изоморфных смесей.

Анализы полевых шпатов показывают, что калиевые полевые шпаты содержат незначительные количества  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$ ; наоборот, плагиоклазы никогда не содержат сколько-нибудь значительного количества  $\text{K}_2\text{O}$ . Это обусловлено тем, что, если в жидкой фазе калиевые полевые шпаты и плагиоклазы могут смешиваться друг с другом в неограниченных количествах, в твердой фазе они способны только к ограниченному смешению и никогда не образуют непрерывных изоморфных смесей

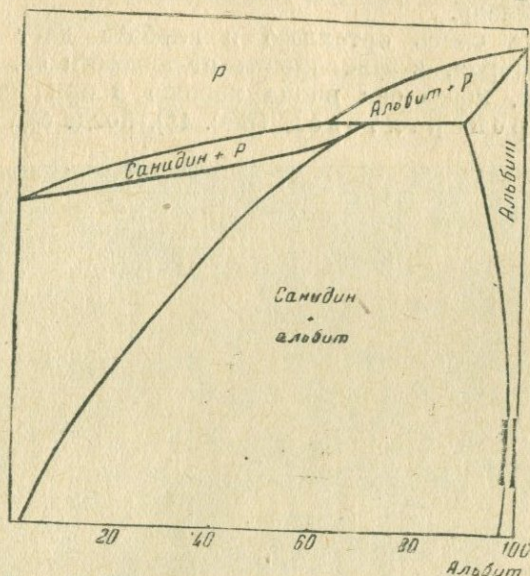


Рис. 42. Гипотетическая диаграмма равновесия системы ортоклаз — альбит (по Ларсену, Ирвингу и Ганстеру).

в виде твердых фаз. Они образуют только прерывные серии: ортоклаз — альбит и ортоклаз — анортит.

Характерно далее то, что молекулы анортита входят в значительно меньшем количестве в состав калиевого полевого шпата, чем молекулы альбита. Можно рассматривать бинарную систему ортоклаз — плагиоклаз, как систему ортоклаз — альбит, в которой часть альбитовых молекул замещена молекулами анортита.

Так как смешимость альбита и ортоклаза является ограниченной, они могут давать эвтектические смеси.

Как показал впервые Фогт, диаграмма системы ортоклаз — альбит должна быть отнесена к типу V по классификации Розбоома. Для этой системы (рис. 42) характерно, что температуры плавления ортоклаза и альбита очень мало отличаются одна от другой. С другой стороны, вполне точно установлено существование эвтектической точки плавления этих двух компонентов. В этой системе эвтектическая смесь имеет состав при-

мерно 45% ортоклаза и 55% альбита. В твердых растворах ортоклаз содержит до 28% альбита с примесью анортита, альбит с примесью анортита — до 12% ортоклаза. Следовательно, эвтектическая смесь будет содержать смешанные кристаллы ортоклаза с небольшой примесью альбита и смешанные кристаллы альбита с небольшой примесью ортоклаза.

Так как температура плавления альбита несколько выше, чем ортоклаза, эвтектическая точка должна лежать несколько ближе к ортоклазу.

Такого рода смесь ортоклаза и альбита дает пертитовую структуру, которая, в зависимости от тонкости ее, может быть пертитовой, когда она видна хорошо и при малых увеличениях; микропертитовой (рис. 43), когда она очень тонка

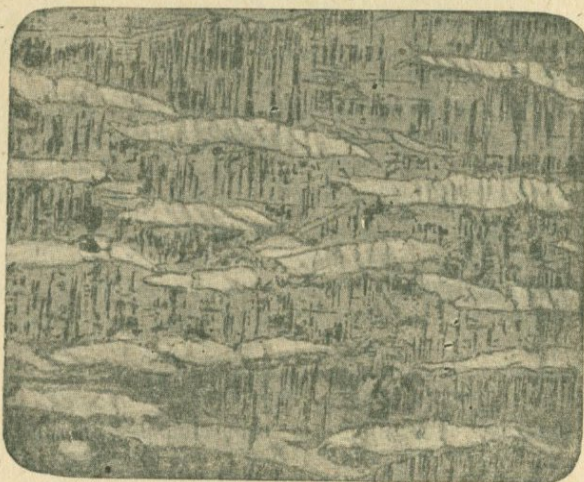


Рис. 43. Пертит в микроклине.

и с трудом обнаруживается при малых увеличениях; криптопертитовой, когда ее присутствие под микроскопом не заметно (в таком случае минерал получает название анортоклаза).

В лаурвикитах состав анортоклаза близок к  $Or_2Ab_3$  или примерно 45%  $Or$  и 55%  $Ab$ , т. е. приблизительно соответствует эвтектической смеси альбита и ортоклаза.

Согласно Фогту, который произвел перечисления большого количества анализов анортоклазов и криптопертитов, отношение количеств ортоклаза и альбита равно 42:58. Это вполне согласуется с отношением, при котором из магматических полевошпатовых пород выделяются первыми либо ортоклазы, либо альбиты (плаггиоклазы) и которое колеблется от 40—44 до 60%.

Особенно часто наблюдается состав однородных смесей в виде анортоклаза  $(Na, K)_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ , в пределах от  $Or_2Ab_3$  до  $Or_1Ab_6$ , при содержании  $Ab$  около 3%.

Некоторые считают, однако, что до настоящего времени вопрос об ограниченной смесимости ортоклаза и плагиоклаза не вполне решен; не исключена возможность существования непрерывного ряда их изоморфных смесей.

Бреггер высказал предположение, что при образовании пертита и его разновидностей с разными размерами зерен происходит распадение сперва однородного кристаллического состава, каким является анортотит, на два минерала — ортоклаз и альбит с примесью анортита.

#### Двухкомпонентные системы при значительном давлении

Система нефелин (карнегит) — кальцит. Система нефелин — кальцит ( $\text{Na} \rightleftharpoons \text{Ca}$ ) была детально изучена Эйтелем (в 1925 г.). Она имеет крупное петрогенетическое значение, представляя собой сложную систему равновесия при одновременном присутствии силикатов и карбонатов и давая ключ к объяснению генезиса карбонатитов и ряда типов нефелиновых сиенитов, содержащих канкринит (рис. 44).

Эйтель проводил опыты при давлении  $110 \text{ кг/см}^2$ . Его статические наблюдения выявили интересные отношения между кальцитом, канкринитом и нефелином, которые наблюдались, в частности, и Бреггером в районе, прилегающем к Осло (Норвегия).

Плавление кальцита без диссоциации при температуре  $1291^\circ$  происходит при давлении  $110 \text{ кг/см}^2$ . Температура плавления карнегита  $1526^\circ$ . Двойное соединение  $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_4 \cdot \text{CaCO}_3$  (канкринит) образуется при температуре  $1253^\circ$ . Полученное соединение при содержании нефелина  $81,02\%$  инконгруентно плавится при той же температуре. Эвтектика его с кальцитом образуется при температуре  $1190^\circ$  (около  $65\%$  нефелина).

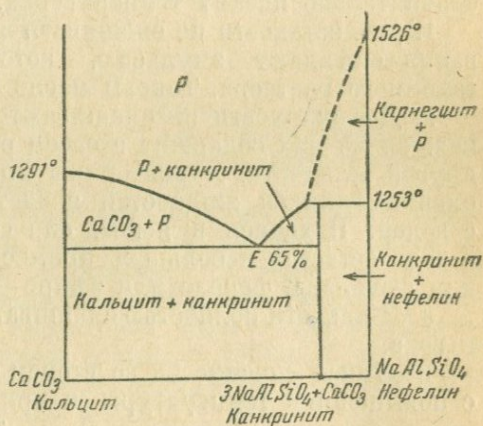


Рис. 44. Диаграмма системы нефелин (карнегит) — кальцит.

#### Ограниченная смесимость в жидкой фазе (ликвация)

Те примеры бинарных систем, которые приведены были выше, характеризуются тем, что во всех случаях при достаточном повышении температуры получаются расплавы или жидкости совершенно однородные, за исключением инконгруэнтного плавления.

В ряде других случаев могут получаться при расплавлении смеси двух компонентов также две жидкости, которые при по-

нижении температуры не смешиваются друг с другом (ликвация). Это явление представляет большой технологический интерес, так как ряд металлических сплавов дает при высокой температуре однородные жидкости, которые при охлаждении распадаются на две не смешивающиеся друг с другом жидкости. То же явление наблюдается в природе. Сюда, в первую очередь, относится силикатная однородная жидкость с содержащимися в ней сульфидами или окислами металлов, которая при охлаждении распадается на две не смешивающиеся жидкости. Это имеет петрогенетическое значение; однако, некоторые геологи и петрографы придавали этому процессу преувеличенное значение.

Для жидкостей, дающих ликвацию, характерно именно то, что жидкость, однородная при высокой температуре, при охлаждении распадается на две не смешивающиеся жидкости. Имеется несколько типов взаимного отношения жидкостей при сравнительно низких температурах.

1. Две жидкости не смешиваются. После энергичного взбалтывания они дают эмульсию, которая не представляет собой взаимного раствора. Таковы масло и вода.

2. Две жидкости не смешиваются друг с другом полностью; каждая из них содержит в своем растворе некоторое количество другой жидкости. Характерным примером такого рода частично смешивающихся жидкостей является смесь фенола или эфира с водой. Находясь в покое, они образуют два отдельных слоя: в воде остается небольшая примесь растворенного в ней эфира или фенола, в феноле или эфире — небольшое количество воды.

3. Жидкости полностью смешиваются, как например, алкоголь и вода.

Взаимная смешимость во втором случае постепенно возрастает с повышением температуры и при достаточно высокой температуре получается однородная жидкость.

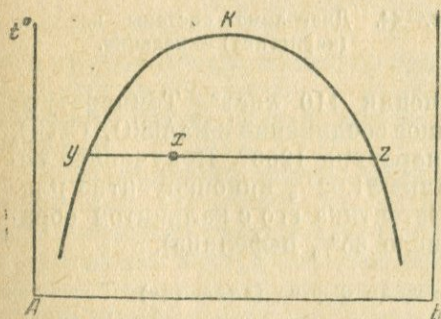


Рис. 45. Кривая растворимости для двух частично смешивающихся жидкостей.

Частичная смешимость может быть выражена диаграммой, которая дана на рис. 45, где  $A$  и  $B$  — компоненты (жидкости), на ординате откладывается  $t$ .

В точке  $x$  дается смесь двух жидкостей в соответствующих относительных количествах. Эти жидкости распределяются на два слоя, состав которых дан на кривой в точках  $y$  и  $z$ .

Это так называемые парные жидкости; состав их определяется путем проведения из этих точек перпендикуляра на абсциссу.

По мере повышения температуры обе жидкости содержат все больше и больше другой парной жидкости; состав каждой

из них меняется по кривой  $yK$  и  $zK$  вплоть до наиболее высокой точки  $K$ , где получается при температуре  $tK$  одна однородная фаза. Точка  $K$  называется критической температурой раствора.

При понижении температуры происходит обратный процесс; очень редко получается совершенно чистая жидкость к моменту ее застывания.

На диаграмме рис. 46 изображен более общий случай, когда имеется ограниченная смесимость двух жидких фаз с одновременным образованием твердых растворов. Предположим, что состав смешанной жидкости дан в точке  $x$ . По мере понижения температуры точка постепенно опускается, пока не встретит кривую  $DKF$  в точке  $y$ ; жидкость распадается на две парные жидкости  $y$  и  $z$ . Точка равновесия  $y$  движется по кривой  $yD$ ,  $z$  — по кривой  $zF$ . Когда точка  $y$  достигает точки  $D$ , начинается выделение твердого вещества в соответствующей точке  $G$ ,

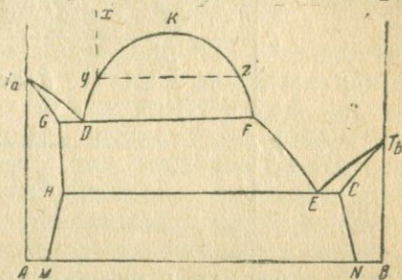


Рис. 46. Ограниченная смесимость двух жидких фаз с одновременным образованием твердого раствора.

и состав жидкости при постоянной температуре начинает изменяться по линии  $DF$ . Когда наша точка достигает точки  $F$ , последняя капля жидкости  $D$  исчезает и остается только жидкость  $F$ . Из точки  $F$  начинается выделение твердого вещества по линии  $FE$ , как это характерно вообще для эвтектических смесей, и когда наша точка достигает точки  $E$ , начинают выделяться одновременно твердые вещества  $G$  и  $C$ . Линии  $GHN$  и  $CN$  такие же, как и линии  $DG$  и  $FH$ .

Если плотность твердого вещества больше, чем плотность жидкости, оно по мере выделения будет опускаться на дно сосуда (бассейна), если меньше — будет подниматься. Так как вязкость жидкости обычно более или менее значительная, образующиеся в одной жидкости капли другой не передвигаются далее и остаются в ней во взвешенном состоянии; теоретически обе жидкости должны разделиться и образовать два отдельных слоя. При дальнейшем охлаждении каждая жидкость кристаллизуется в отдельности, независимо одна от другой.

Если предположить, что твердые растворы не образуются, чего в природе не бывает, то процесс несколько упрощается. На диаграмме рис. 47 мы имеем две чистые жидкости —  $A$  и  $B$ . Процесс кристаллизации идет так, как показано на предыдущей диаграмме. На обеих диаграммах ни в одной точке внутри кривой  $DKF$  не может существовать однородная жидкость. В любой точке выше кривой  $T_aDKFET_b$  устойчивой является только одна жидкая фаза, в любой точке ниже линии  $DFEC$  — одно твердое тело.

Работы Грейга в области ликвации показали, что расплавы  $\text{SiO}_2$  с расплавами  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  обладают лишь ограниченной смесью. При высоком содержании  $\text{SiO}_2$  появляется

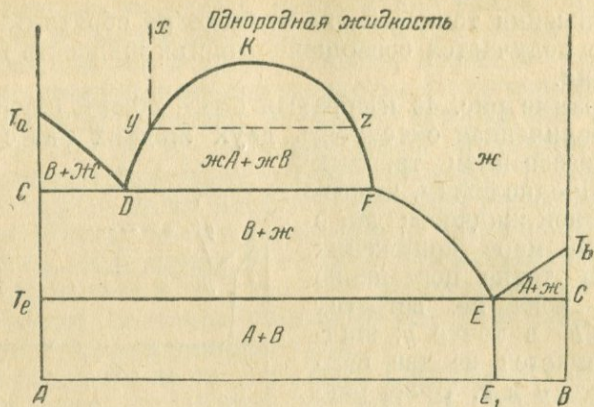


Рис. 47. Равновесие при ограниченной смесимости в жидком состоянии и при отсутствии твердых растворов (образование двух слоев жидкости разного состава).

перерыв в смесимости. Наоборот, расплавы  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с  $\text{SiO}_2$  обладают неограниченной смесимостью.

Весьма интересно влияние различных окислов на явления несмесимости богатых кремнекислотой силикатных расплавов.

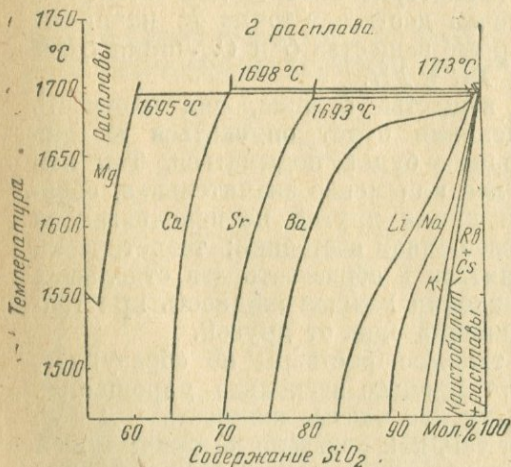


Рис. 48. Кривые плавления систем: 1)  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ ; 2)  $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ ; 3)  $\text{SrO} - \text{SiO}_2$ ; 4)  $\text{BaO} - \text{SiO}_2$ ; 5)  $\text{Li}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ; 6)  $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ; 7)  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ; 8)  $\text{Rb}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ; 9)  $\text{Cs}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (по Крачеку).

На диаграмме рис. 48 видно, что между  $\text{MgO}$  и  $\text{SiO}_2$  в жидком состоянии образуется большой перерыв в смесимости и что этот перерыв постепенно уменьшается по мере того, как окиси металлов постепенно сменяются все более щелочными. В системе  $\text{BaO} - \text{SiO}_2$  перерыв исчезает, однако кривая плавления носит в значительной степени аномальный характер. С увеличением щелочности окиси металла аномалия уменьшается и в системе  $\text{Rb}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  восстанавливается нормальная форма кривой плавления.

Такие элементы, как  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ , по мере увели-

чения основности расплавов, обнаруживают все более слабую смесимость; за ними следуют щелочные металлы в закономерной последовательности.

Интересна также форма кривых плавления, например для Ва; нормальная форма восстанавливается сперва у Rb и Cs. Установлено, что горные породы с высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  никогда не содержат много  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ . Наоборот, эти породы богаты  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Дальнейшие исследования показали, что даже небольшие количества  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  способны компенсировать явления ликвации.

Смесимость расплавов, содержащих летучие компоненты, изучена пока недостаточно. В этом отношении их только начали изучать. Есть основания думать, что в присутствии летучих компонентов в силикатных расплавах можно будет обнаружить и явления ликвации, судя по тому, что ликвация силикатных и сульфидных магм установлена. Явления ликвации пока в магматических породах не были обнаружены. Правда, некоторые петрографы предполагают, что признаки процессов ликвации можно установить в шаровых гранитах, норитах и т. д. Иногда находят небольшие шары гранита в норитах; их генезис объясняют тем, что они образовались путем ликвации диоритовой магмы с разделением ее на норитовую и гранитную. Барт говорит, что если бы гранитная и габброидная магмы не смешивались, то никакая габброидная магма не могла бы ассимилировать граниты. Однако многочисленные наблюдения показали, что такого рода ассимиляция действительно происходит.

Предполагают, что гранитные и габброидные магмы при высоких температурах обладают ограниченной, при низких — неограниченной смесимостью. Однако об этом Боуэн говорит так:

„Такое поведение двух жидкостей нам известно, но если какой-либо петрограф захочет распространить это предположение на отношения между базальтами и риолитами, очень трудно доказать, что он неправ; но в качестве доказательства в пользу этого предположения имеются только его слова“.

#### Двухкомпонентные системы с летучим компонентом

Система альбит—вода (по Горансону) изображена на рис. 13. По мере увеличения давления до 4 килобар (1 бар = = 0,8697 атм, 1 атм = 1,0333 кг/см<sup>2</sup>) и понижения температуры увеличивается растворимость воды в расплаве альбита.

Почти такая же кривая получается и для гранита (искусственной смеси из 25% кварца и 75% ортоклаза), как и для смеси альбита и ортоклаза (состав соответствует сиенитовой магме), и растворимость воды в таком расплаве уменьшается на 1,0—1,5%.

Система ортоклаз—вода. Горансон, проводивший опыты нагревания системы ортоклаз—вода (при температуре от 800 до 1200° и давлении до 4 килобар), получил следующие результаты (см. рис. 15).

При температуре расплава  $1130^{\circ}$  и давлении 1 килобар, а затем охлаждении этой системы в соответствующей камере, начинает кристаллизоваться лейцит и система движется по кривой ликвидуса. Раствор обогащается водой при уменьшении содержания кремнекислоты, пока не будет достигнуто при температуре  $955^{\circ}$  давление 2,75 килобара, что соответствует давлению примерно на глубине 10 км. В этой точке лейцит наново растворяется (исчезает фаза лейцита) и из расплава кристаллизуется ортоклаз. При дальнейшем охлаждении ортоклаз продолжает кристаллизоваться; при температуре  $930^{\circ}$  давление достигает 4 килобар.

Если камера не допускает повышения давления выше 1 килобара, система, вместо того чтобы следовать по кривой ликвидуса, следует по линии данного давления (до 1 килобара). Лейцит кристаллизуется, пока температура не достигнет примерно  $990^{\circ}$ ; тогда его заменяет ортоклаз, а лейцит наново растворяется, если охлаждение совершается достаточно медленно. Если же охлаждение совершается достаточно быстро, получается стекло с кристаллами лейцита (явление закалки).

### Трехкомпонентные системы

Системы, в которых содержатся три компонента *A*, *B* и *C* различного состава, имеют в петрологии крупнейшее значение, так как в ряде случаев состав горных пород приближается к составу таких именно трехкомпонентных систем. Сюда относятся, в частности, такие сложные соединения, как альбит—анортит—диопсид и др. Ряд других пород соответствует системам трех различных окислов, как например,  $\text{CaO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ ,  $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$  и др.

В трехкомпонентную систему могут также входить, как отдельные компоненты, двухкомпонентные системы *AB*, *AC* и *BC* любого из типов, описанных выше. Изучая такого рода трехкомпонентные системы, выясняем те взаимоотношения, которые получаются в результате совместного присутствия трех двухкомпонентных систем.

Типы трехкомпонентных систем, таким образом, могут быть очень сложными. Мы рассмотрим наиболее характерные и часто наблюдаемые случаи.

Диаграмма, которая широко применяется для изображения взаимоотношений трех компонентов, имеет в своем основании равносторонний треугольник, т. е. систему из трех координат, пересекающихся друг с другом под углами  $60^{\circ}$  (рис. 49).

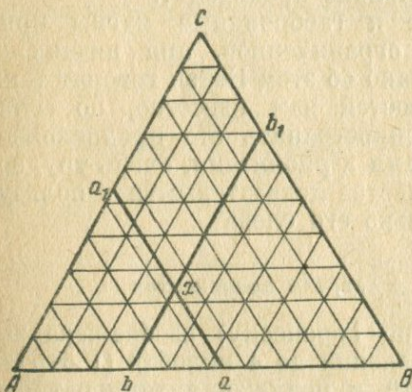


Рис. 49. Проекционный треугольник

Вершины треугольников  $A$ ,  $B$  и  $C$  соответствуют 100%-ному содержанию компонентов  $A$ ,  $B$  и  $C$ ; на этом равностороннем треугольнике наносят относительные количества всех трех компонентов (в процентах). Каждую из сторон треугольника делят на 100 частей (в случае малых размеров его — на 20 частей); каждая точка на данной стороне, например на линии  $AB$ , определяет относительное (в процентах) содержание компонентов  $A$ ,  $B$  и  $C$ .

Пример вычисления. Пусть смесь, проекция которой помещается внутри треугольника, содержит  $A$  — 45%,  $B$  — 30% и  $C$  — 25%. На стороне  $AB$  откладываем от точки  $B$  по направлению к  $A$  45%  $A$  (точка  $a$ ) и проводим через эту точку линию  $aa_1$ , параллельную стороне  $BC$ ; от точки  $A$  по направлению к  $B$  — 30%  $B$  (точка  $b$ ) и проводим линию  $bb_1$ , параллельную  $AC$ . Отрезок  $ba$ , очевидно, соответствует содержанию  $C$  (25%). Искомая точка проекции состава  $A$  —  $B$  —  $C$  и будет дана пересечением этих двух линий  $aa_1$  и  $bb_1$ .

Диаграмма взаимоотношений трех компонентов усложняется тем, что, помимо состава, требуется наносить на нее также температуры плавления, вообще фазы состояния этих компонентов и их смесей друг с другом. Для этого в вершинах треугольника  $A$ ,  $B$  и  $C$  восстанавливают перпендикуляры, на которых соответственно откладывают температуры плавления этих трех компонентов (рис. 50).

Очевидно, каждая из трех вертикальных плоскостей, образующих в совокупности трехгранную призму, представляет собой проекцию двухкомпонентной системы, в основании которой располагается одна из сторон треугольника —  $AB$ ,  $AC$  или  $BC$ . На этих именно плоскостях наносятся температуры плавления, характерные для той или иной из двухкомпонентных систем.

Для изображения в возможно более наглядном виде на плоскости вся пространственная проекция наносится на площадь равностороннего треугольника  $ABC$ . Направления, по которым происходит падение температуры и, следовательно, процессы плавления или затвердевания, изображаются стрелками (рис. 51).

Если нанесем эвтектические точки, то точки двухкомпонентных систем будут лежать на сторонах треугольника, эвтектическая же точка трех компонентов — внутри треугольника; каждая точка внутри треугольника, как мы видели, соответствует определенному составу тройной смеси.

Далее дается несколько примеров трехкомпонентных систем, имеющих особенно крупное петрогенетическое значение.

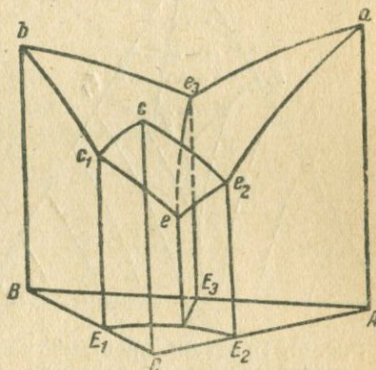


Рис. 50. Пространственная модель тройной системы простого вида.

Система альбит—анортит—диопсид. Двухкомпонентные системы, входящие в состав данной трехкомпонентной системы, очень просты: диопсид—альбит, диопсид—анортит и анортит—альбит. Благодаря этому процессы в этой системе могут быть просто изображены и на диаграмме (рис. 52).

Имеется только одна пограничная кривая, отделяющая диопсидовое поле от плагиоклазового. Вдоль соединительной линии альбит—анортит температура постепенно падает от  $1550^{\circ}$  (температура плавления анортита) до  $1120^{\circ}$  (температура плавления альбита). Аналогичное падение температуры наблюдается

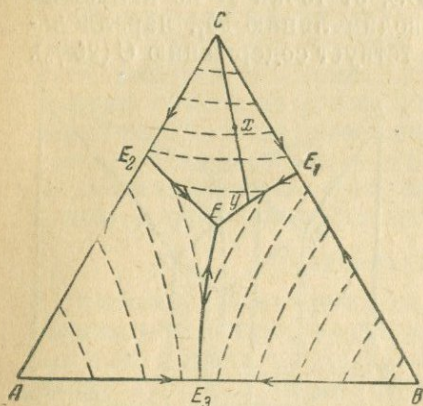


Рис. 51. Проекция пространственной тройной системы на плоскость треугольного основания трехгранной призмы (стрелки указывают на направление кристаллизации по мере понижения температуры).

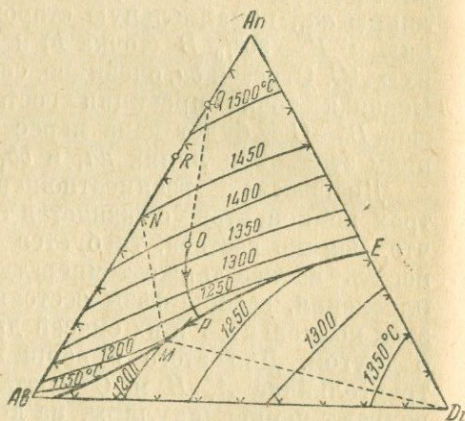


Рис. 52. Диаграмма системы альбит—анортит—диопсид (по Боуэну).

вдоль пограничной линии от эвтектической точки  $E$  диопсид—анортит (около  $1275^{\circ}$ ) до эвтектической точки  $E_1$  диопсид—альбит (около  $1100^{\circ}$ , близко к температуре плавления чистого альбита).

Расплав состава  $Q$  в поле плагиоклаза кристаллизуется следующим образом. При температуре  $1375^{\circ}$  начинается выделение кристаллов плагиоклаза состава  $Q$ . По мере охлаждения расплава химический состав кристаллов плагиоклаза постепенно изменяется от  $Q$  до  $R$ , одновременно также изменяется и состав расплава от  $Q$  до  $P$ . В точке  $P$  температура падает до  $1216^{\circ}$ . При этой температуре начинает выделяться, одновременно с плагиоклазом, также и диопсид. По мере выпадения из расплава кристаллов плагиоклаза и диопсида, состав последнего будет изменяться. В точке  $M$  при температуре  $1200^{\circ}$  жидкость будет полностью закристаллизована. При данной температуре остаток жидкости будет находиться в равновесии с кристаллами как плагиоклаза состава  $N_1$ , так и диопсида.

Если на пути от  $Q$  до  $P$  кристаллы плагиоклаза не будут иметь возможности реагировать с жидкостью, будет происходить процесс кристаллизационного фракционирования. В таком случае состав остаточного расплава достигает пограничной линии где-либо между точками  $P$  и  $M$ . В конечном результате одновременная кристаллизация плагиоклаза и диопсида закончится образованием эвтектики между альбитом и диопсидом при температуре  $1085^\circ$  и содержании в плагиоклазе  $97\%$  альбита.

Система диопсид — форстерит — кремнекислота. Диаграмма системы диопсид — форстерит — кремнекислота разделена на три поля двумя линиями: левое поле — форстерит,

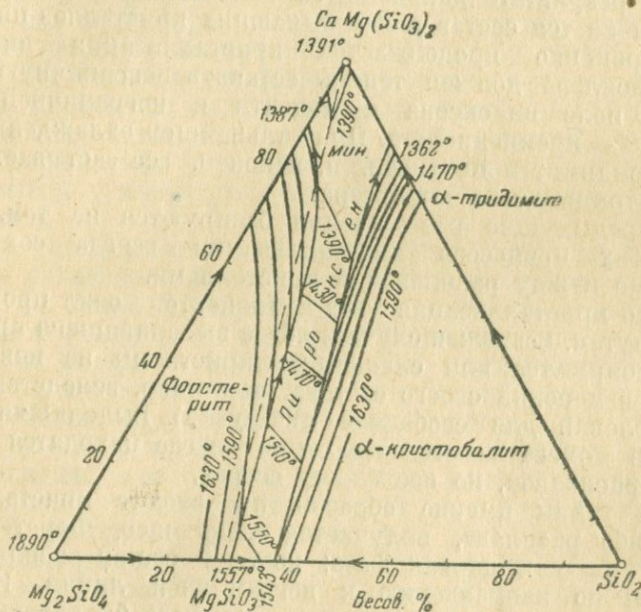


Рис. 53. Диаграмма системы диопсид — форстерит — кремнекислота.

правое — кремнекислота (кристобалит или тридимит) и среднее — пироксен переменного состава. Это три первично выкристаллизованные фазы (рис. 53).

Следует обратить внимание прежде всего на то, что соединительная линия диопсид — клиноэнстатит ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{MgSiO}_3$ ), она же соединительная линия пироксенов, располагается главным образом в поле форстерита. Это указывает на то, что соответствующие пироксены плавятся incongruently. Вне форстеритового поля находятся только диопсидовые пироксены; они плавятся congruently. При охлаждении расплава, находящегося в поле форстерита и левее соединительной линии диопсид — клиноэнстатит, сперва выделяется форстерит. В результате этого

изменяется состав расплава до тех пор, пока не будет достигнута пограничная линия. При дальнейшем охлаждении начинается кристаллизация пироксена (смешанные кристаллы ряда  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{MgSiO}_3$ ), в то время как форстерит все более и более резорбируется. Вся масса затвердевает в конце концов как агрегат форстерита и пироксена.

Если первичный расплав располагается направо от соединительной линии  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{MgSiO}_3$ , но все еще в поле форстерита, первым снова выделяется форстерит, как первая фаза. Когда состав остаточного расплава достигнет пограничной линии, образуются пироксены, а форстерит будет полностью резорбирован. В результате дальнейшего охлаждения и реакции расплава изменяется состав ранее выпавших кристаллов пироксена и одновременно продолжается кристаллизация пироксена. Состав расплава должен теперь оставить пограничную линию, пересечь поле пироксена и подойти к пограничной линии пироксены — кремнекислота. При дальнейшем охлаждении выделяются тридимит и пироксен, и, наконец, все застывает в виде агрегата тридимита и пироксена.

Все предыдущие рассуждения базируются на том, что во время этих процессов кристаллизации всегда сохраняется равновесие между расплавом и кристаллами.

Однако кристаллизация этих компонентов может происходить и иным путем. Возможен случай, когда выделившиеся кристаллы не резорбируются или смешанные кристаллы не испытывают никаких изменений своего состава (например, вследствие отсутствия условий для свободной диффузии). Выделившиеся кристаллы в момент своего выделения всегда находятся в равновесии с расплавом, но после — не всегда.

Когда таким именно образом происходит кристаллизация какого-либо расплава, получается следующее. Форстерит кристаллизуется как первая фаза; поэтому состав расплава передвигается по направлению к пограничной линии. Когда он достигает пограничной линии, должно было бы начаться выделение смешанных кристаллов пироксена и при условии равновесия также резорбция форстерита, а расплав должен был бы двигаться вдоль пограничной линии. Однако в нашем случае либо расплав и форстерит вовсе не реагируют друг с другом, либо реакция не заканчивается; в результате этого состав расплава пересекает пироксеновое поле и достигает кривой тридимит — пироксен. Состав выделяющихся пироксеновых кристаллов непрерывно становится более известковистым. В смеси находим зонарно построенные кристаллы пироксена, с богатым магнием ядром и с обогащенной кальцием оболочкой. При одновременном выделении тридимита и пироксена со все возрастающим содержанием кальция состав остаточного расплава непрерывно передвигается вниз по пограничной линии. Последняя фаза кристаллизации происходит при температуре эвтектики тридимит — диоксид. Остаток расплава будет иметь состав эвтек-

тики, а последней фазой кристаллизации будут тридимит и чистый диопсид.

Присутствие в таком продукте кристаллизации одновременно тридимита и форстерита указывает на то, что мы имеем здесь случай отсутствия равновесия во время кристаллизации. Следует указать на то, что вышеприведенная схема кристаллизации применима для всех расплавов в форстеритовом поле этой системы. Даже очень сильно обогащенная магнием смесь может дать в конечном продукте кристаллизации чистый диопсид. Становится вполне понятным благодаря этим примерам большое значение фракционирующей кристаллизации для процесса дифференциации расплавов. Каждое обстоятельство, оказывающее влияние на такое фракционирование, например относительное движение расплава и кристалла, будет тем самым влиять на температуру остывания и на природу состава продуктов кристаллизации. Как бы ни была богата форстеритом первичная смесь, всегда может образоваться остаточный расплав, из которого должна выделиться свободная кремнекислота при значительно более низкой температуре, чем температура первых выделений форстерита.

То же установлено и во многих других силикатных системах. Условия равновесия делают невозможным одновременное присутствие в них форстерита и тридимита, соответственно оливина и кварца, и, наоборот, одновременное присутствие оливина и кварца в горных породах свидетельствует о том, что во время кристаллизации данной породы условия равновесия были нарушены. Следует помнить, что в системе  $MgO - FeO - SiO_2$  имеется поле, в котором пироксен кристаллизуется раньше, чем оливин, и другое поле, в котором могут присутствовать одновременно богатый железом оливин и тридимит, не нарушая равновесия (см. рис. 64). В огромном большинстве случаев оливин, кристаллизуясь до пироксена, не находится в равновесии ни с тридимитом, ни с кварцем. Экспериментально доказано, что также и в других тройных системах, например в системе анортит — форстерит — кремнекислота, первично выкристаллизованный форстерит при охлаждении и образовании пироксена растворяется полностью или частично.

Таким образом, в магматических породах явления резорбции и повторной кристаллизации могут быть результатом простого охлаждения магмы. Петрографы знают бесчисленные примеры явлений растворения, которые обнаруживаются в шлифах многих пород в виде своеобразных коррозий первичных вкрапленников. Так, в базальтах и диабазах очень часто наблюдаются характерные резорбированные оливины и одновременно окружение оливина пироксеновым веществом. Такого рода петрографические явления представляют собой полное повторение наблюдаемых в искусственных расплавах явлений кристаллизации и резорбции. Способ объяснения явлений реакционным принци-

дом имеет большое значение для дальнейшего развития теоретической петрографии.

Система анортит — форстерит — кремнекислота — типичная тройная система (если исключить небольшое поле шпинели). Явления кристаллизации в этой системе полностью отражает соответствующая диаграмма, которая разделена на пять полей (рис. 54):

1. Поле кремнекислоты ( $\text{SiO}_2$ ).
2. Поле клиноэнстатита ( $\text{MgSiO}_3$ ).
3. Поле форстерита ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ).
4. Поле анортита ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ).
5. Поле шпинели ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ).

В каждом из этих полей соответственный тип кристаллов представляет собой первую фазу кристаллизации (кристаллизуется в данном поле первым). В расплаве, фигуративная точка которого помещается в поле форстерита, по мере остывания первым начинает кристаллизоваться форстерит. Из расплава, находящегося в поле клиноэнстатита, первыми выпадают кристаллы клиноэнстатита и т. д.

При этом состав остаточного расплава (освобожденного от уже выпавших кристаллов) всегда направляется к эвтектической точке при температуре  $1222^\circ$ . Следует

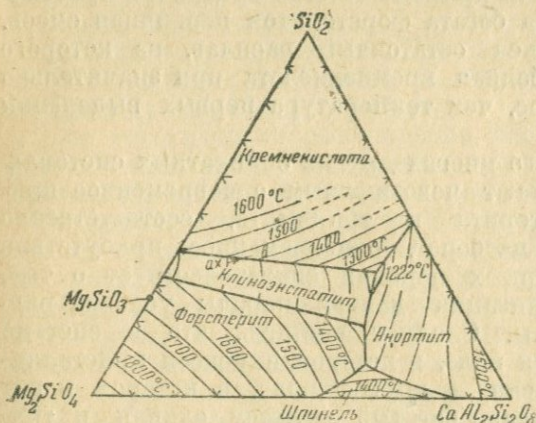


Рис. 54. Диаграмма системы анортит — форстерит — кремнекислота (по Андерсену).

обратить особое внимание на то, что фигуративная точка клиноэнстатита ( $\text{MgSiO}_3$ ) лежит далеко вне поля клиноэнстатита, и далее на то, что состав шпинели на данной диаграмме вообще не может быть изображен.

Для примера можно привести разбор кристаллизации расплава, имеющего состав:  $15\%$  анортита,  $70\%$  клиноэнстатита,  $15\%$  кремнекислоты (точка *a* на диаграмме). Эта смесь лежит в поле клиноэнстатита; поэтому первым выделяется клиноэнстатит ( $\text{MgSiO}_3$ ). Состав остаточного расплава при этом передвигается по направлению к точке *b*. Кристаллизационная кривая будет:  $a \rightarrow b \rightarrow 1222^\circ$ . Между *a* и *b* кристаллизуется один только клиноэнстатит; между точками *b* и  $1222^\circ$  кристаллизуются одновременно клиноэнстатит и кремнекислота в виде тридимита; при температуре  $1222^\circ$  затвердевает эвтектическая смесь из тридимита, клиноэнстатита и анортита. Для пояснения данного процесса Барт дает такую таблицу (табл. 11).

Фазы	Состав первичной смеси (в весовых процентах)			
	1	2	3	3-2
	когда кристаллизация происходит в точке <i>b</i>	когда кристаллизация происходит в точке 1222°	после окончания застывания в точке 1222°	показывает количественные отношения во время эвтектической кристаллизации в точке 1222°
Расплав	68	34	0	-34
Клиноэнстатит	32	61	70	+9
Тридимит	0	5	15	+10
Анортит	0	0	15	+15

Система диопсид — лейцит — кремнекислота (рис. 55). Система особенно интересна в том отношении, что тут присутствуют многочисленные окислы, которые входят в состав

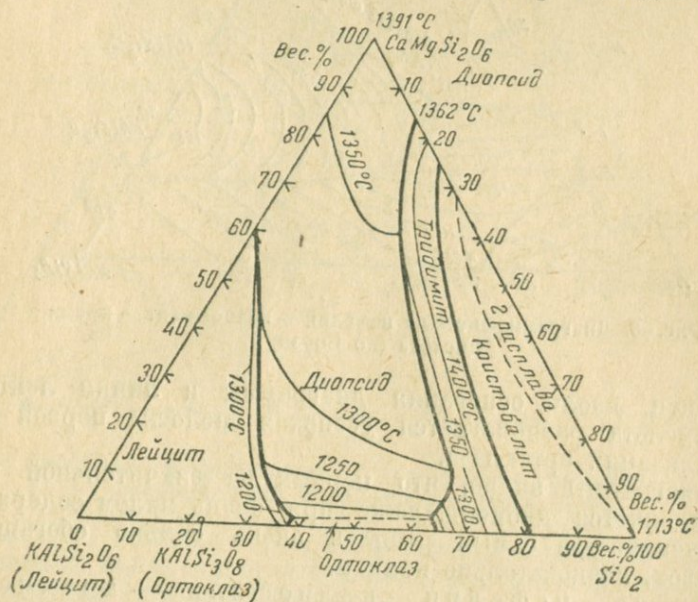


Рис. 55. Диаграмма системы диопсид — лейцит — кремнекислота (по Шереру и Боуэну).

как светлых, так и темных породообразующих минералов:  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ . Температуры плавления в этой системе очень высоки: диопсида ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ )—1391°, кремнекислоты ( $\text{SiO}_2$ )—

1713°, лейцита ( $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$ ) — около 1825°. Огромную площадь на диаграмме, составленной Шерером и Боуэном, занимает поле диопсида, температура кристаллизации которого в нижней части опускается ниже 1200°. Левый нижний угол занимает поле лейцита. В правом нижнем углу довольно большую площадь занимает поле кремнекислоты; оно начинается при особенно высокой температуре (1698°) полем ликвации (одна жидкость содержит около 97% кремнекислоты, другая — около 70% диопсида).

По мере понижения температуры на поверхности не смешивающихся жидкостей образуется сперва поле кристобалита, затем поле тридимита.

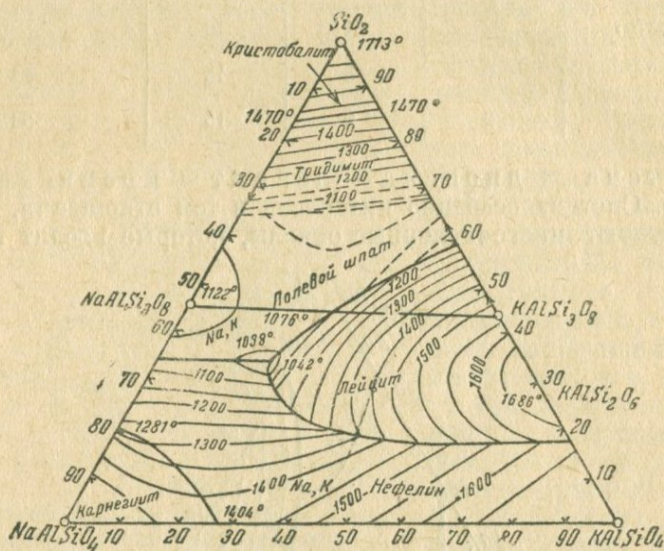


Рис. 56. Диаграмма системы нефелин — калиофилит — кремнекислота (по Боуэну).

Наконец, вдоль основания диаграммы и линии лейцит — кремнекислота располагается узенькая полоска первой фазы кристаллизации ортоклаза.

Из диаграммы видно, что первым на значительной части поля выделяется диопсид, даже при очень малом содержании его в расплаве, а самый расплав очень сильно обогащается ортоклазом, следовательно калием.

Система нефелин — калиофилит — кремнекислота ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  —  $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$  —  $\text{SiO}_2$ ). Для данной системы характерно, что основные компоненты представлены высокотемпературными миналами (калиофилит, нефелин и кремнекислота). На основании работ Шерера и Боуэна в этой системе выделяются (рис. 56) поля карнегиита, твердых растворов натрово-калиевого нефелина, расположенных вдали от компонента  $\text{SiO}_2$ .

Ближе к  $\text{SiO}_2$  располагаются поля лейцита, натрово-калиевых полевых шпатов и кремнекислоты, причем последнее поле разделяется на поле более низкотемпературное (тридимита) и более высокотемпературное (кristобалита). Наиболее низкая точка плавления ( $1042^\circ$ ) находится на границе между тремя полями — ненасыщенных нефелинов и лейцита, с одной стороны, и насыщенных полевых шпатов, с другой.

В поле карнегита в равновесии с расплавом находятся тройные твердые растворы  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  с примесью  $\text{SiO}_2$  в виде кристаллов кубической сингонии, в поле натрово-калие-

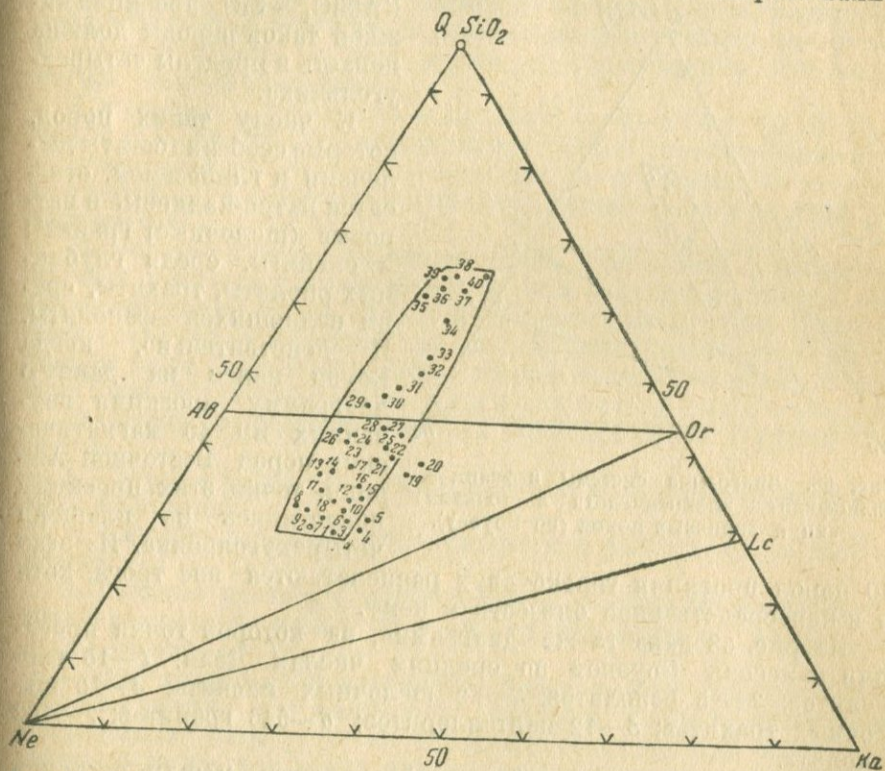


Рис. 57. Диаграмма системы нефелин — калиофилит — кремнекислота с трогом (площадью) низкой температуры (по Боуэну).

вых полевых шпатов — твердые растворы альбита и ортоклаза в остальных полях — простые минералы лейцита и кремнекислоты.

Диаграмма Боуэна и Шерера в высокой степени интересна в том отношении, что в средней части ее помещается четырехугольное поле (рис. 57) с наиболее низкими температурами плавления, сравниваемое Боуэном с «трогом» ледниковых ландшафтов (бессточной долиной).

Главная часть этого «трога» помещается в поле натрово-калиевых полевых шпатов. Это поле, получаемое при кристал-

лизации магматических расплавов, представляет собой, согласно Боуэну, поле остаточных растворов, сильно обогащенных щелочами, глиноземом и кремнекислотой, и соответствует системам остаточных расплавов или магм. После кристаллизации магмы и выпадения из нее темноцветных компонентов, обогащенных окислами, должны концентрироваться компоненты светлых минералов.

При проектировании составов каких-либо остаточных магм и соответственно образовавшихся из них магматических пород

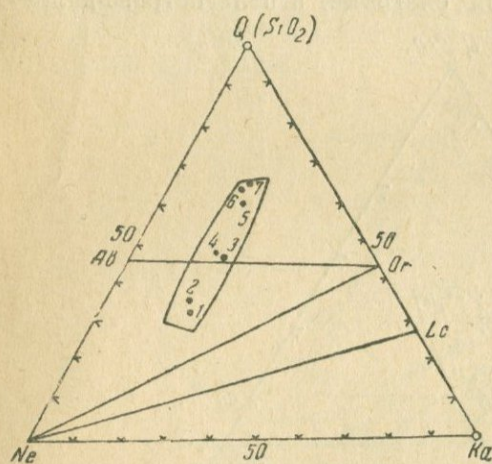


Рис. 58. Диаграмма системы нефелин — кациофилит — кремнекислота с точками проекций типичных пород (по Боуэну).

на треугольник  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  —  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  —  $\text{SiO}_2$ , проекция каждой такой породы должна попасть в пределы четырехугольника.

К числу таких пород, которые особенно богаты щелочами и глиноземом, относятся натро-калиевые и натровые (щелочные) граниты и сиениты, среди глубинных риолиты, трахиты, среди излившихся — фонолиты. И действительно, когда Боуэн нанес на данную диаграмму проекции изученных им 40 магматических пород Восточной Африки, точки этих проекций поместились на площади четырехугольника. Из этих

40 пород проекции только двух располагаются вне трога, хотя и в непосредственной близости к нему.

На рис. 58 дана та же диаграмма, на которой точки проекции нанесены Боуэном по средним числам Дэли: 1—15 тингуаитов; 2—25 фонолитов; 3—32 щелочных сиенита; 4—19 щелочных трахитов; 5—12 пантеллеритов; 6—546 гранитов; 7—102 риолита.

Становится несомненной теснейшая связь между системой  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  —  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  —  $\text{SiO}_2$  и „трогом“ низких температур. Отсюда вытекает положение большого петрологического значения: все эти породы действительно представляют собой „остаточную систему петрогенеза“ (согласно Боуэну), в которой отчетливо проявляется влияние на состав магм прежде всего равновесия кристалл  $\rightleftharpoons$  расплав.

Из рассмотренной диаграммы ясно, почему в магматических породах никогда не могут одновременно присутствовать нефелин и кварц, а также становится ясной возможность существования пород, в которых одновременно присутствуют лейцит и щелочные полевые шпаты.

Рассмотренные выше тройные диаграммы, в особенности системы диопсид—лейцит—кремнекислота и нефелин—калиофилит—кремнекислота, показывают, что из расплавов, содержащих  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  в относительных количествах, соответствующих обыкновенным породобразующим минералам, при постепенной кристаллизации в первую очередь цветных минералов, в конечном итоге образуются остаточные магмы, обогащенные  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  с примесью  $\text{SiO}_2$ . Этому процессу благоприятствует кристаллизационное фракционирование, т. е. постепенное удаление из магмы ранее выкристаллизовавшихся минералов, следовательно и цветных (магнезиально-железистых) минералов, с освобождением от них магмы и образованием остаточной магмы, богатой щелочами.

Система ортоклаз—альбит—анортит ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) представляет собой трехкомпонентную систему полевых шпатов, способных к образованию твердых растворов друг с другом (смешанных кристаллов или изоморфных смесей).

Отношение к этим терминам резко изменилось в последнее время в результате применения к ним атомной физики, в особенности теорий Гольдшмидта и Гримма об изоморфии. Махачка распространил эти теории на изоморфию силикатов. В конце концов были разработаны новые теории кристаллических структур, была выработана новая химическая минералогия.

Возможно существование трех простых типов твердых растворов:

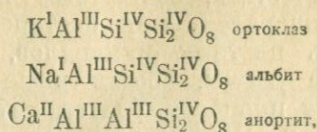
1. Твердые растворы, образующиеся в результате межатомного добавления.
2. Твердые растворы, образующиеся в результате взаимного обмена.
3. Твердые растворы, образующиеся в результате удаления определенных строительных единиц (атомов, ионов или групп ионов).

Говоря вообще, для взаимного обмена во всех типах полевых шпатов должно сохраняться то сходство ионных расстояний в кристаллической решетке, которое необходимо для их смешиваемости. В настоящее время нет необходимости строго придерживаться представления об обязательности химического сходства смешивающихся веществ.

Первый и третий типы нередки среди силикатов; особенно широко распространен среди смешанных кристаллов второй тип.

Из только что сказанного вытекает, что во втором случае изоморфная смешиваемость двух веществ обусловлена сходством радиусов атомов (ионов) взаимно замещающихся элементов. Радиусы атомов наиболее обычных порообразующих элементов следующие: O — 1,32; Si — 0,39; Al — 0,57;  $\text{Fe}^{7+}$  — 0,82; Mg — 0,78; Ca — 1,06; Na — 0,98; K — 1,33; Ti — 0,64.

Изоморфные взаимоотношения в группе полевых шпатов с точки зрения консервативных химиков всегда представляли собой загадку. Но, если взаимоотношения трех молекул полевых шпатов изобразить так:



станет ясным, что в полевых шпатах сохраняется одна и та же валентность. Это и обуславливает сохранение одной и той же атомной структуры, хотя в анортите ион  $\text{Si}^{\text{IV}}$  заменен ионом  $\text{Al}^{\text{III}}$ . Сходство валентности полевых шпатов при этом не теряется благодаря обмену одновалентных ионов  $\text{Na}^{\text{I}}$  и  $\text{K}^{\text{I}}$  альбита и ортоклаза на двухвалентный  $\text{Ca}^{\text{II}}$  анортита (здесь снова играет роль сходство радиусов ионов). Явления такого ионного обмена широко распространены среди минералов, в частности породообразующих, в особенности среди оливинов, пироксенов, амфиболов и слюд, с постепенными усложнениями по мере перехода от оливинов до слюд.

Калиевый полевой шпат состоит из следующих кристаллических членов (табл. 12).

Таблица 12

Калиевые полевые шпаты

Минералы	Сингония	Угол оптических осей	Температура стабильности	Начало плавления
Адуляр	Моноклиная (?)	$60^\circ \perp (010)$	Низкая	} 1170°
Санидин	" (?)	$30^\circ \parallel (010)$	Высокая	
Ортоклаз	" (?)	$80^\circ \perp (010)$	Все температуры	
Микроклин	Триклиная	$80^\circ \perp (010)$	" "	

Минерал состава  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  называется ортоклазом и обозначается Or. Это же название применяется и для обыкновенного калиевого полевого шпата (минерала). Ортоклаз отличается от адуляра в основном только своим внешним видом и отсутствием характерной для последнего прозрачности.

Предполагают, что ортоклаз, хотя и моноклиный по виду, в действительности является триклинным и состоит из субмикроскопических триклинных двойниковых пластинок, построенных по переклиновому и альбитовому законам. Вполне возможно, что существуют также и действительно моноклинные калиевые полевые шпаты; к ним, вероятно, относятся адуляр и санидин.

Вполне явно триклинен только один микроклин, образующий сложные двойниковые сростания по переключному и альбитовому законам. Характерно, что при нагревании санидин медленно переходит в адуляр, но не в микроклин. Другими словами, стабильными остаются вплоть до плавления как микроклин, так и санидин.

Однако все перечисленные модификации калиевого полевого шпата, если можно так называть их, настолько сходны друг с другом, что нет необходимости выделять их, как полиморфные различия при разрешении разного рода петрологических вопросов.

Особенно интересны в петрологическом отношении явления incongruentного плавления, которые заключаются в том, что при температуре 1170° калиевый полевой шпат плавится и распадается на лейцит ( $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$ ) и богатую кремнекислотой жидкость (см. выше систему лейцит — кремнекислота).

Система ортоклаз — альбит (рис. 59). Большое петрологическое значение

имеет система ортоклаз — альбит (Or—Ab) с непрерывным рядом промежуточных твердых растворов. Непрерывная серия смешанных кристаллов из этих двух компонентов получается при высоких температурах; при низких температурах происходит далеко идущее разделение молекул калиевого и натриевого полевых шпатов. Другими словами, кристаллы Or—Ab при высоких температурах образуют одну фазу, при низких — распадаются на две фазы, взаимно прорастающие друг друга: одну — богатую калием, другую — натрием. Эти минеральные агрегаты называются пертитами. Характерно, что калиевая фаза никогда не бывает лишена некоторой примеси натрия, так же как в натровой фазе всегда присутствует калий. Таким образом, между смешанными и несмешанными кристаллами никогда не бывает полного перерыва. Степень смесимости зависит от температуры, как это показано на диаграмме.

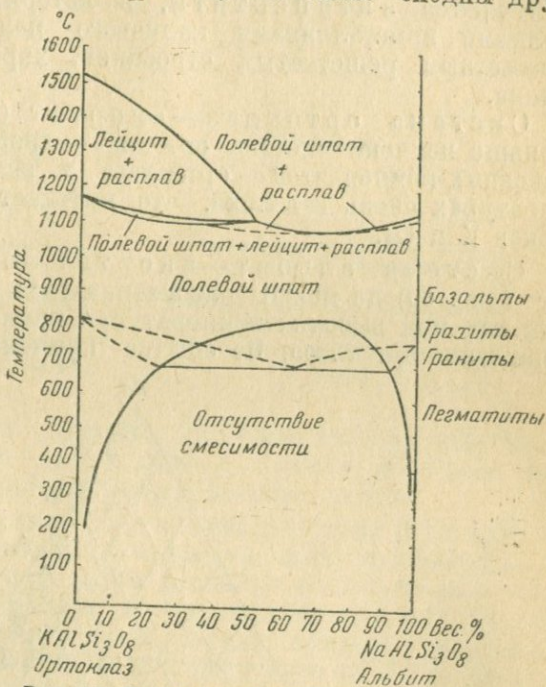


Рис. 59. Диаграмма системы ортоклаз—альбит.

Высокотемпературные кали-натровые полевые шпаты носят название анортоклазов с переходами на концах серий, с одной стороны, в бедные натрием калиевые полевые шпаты с разной примесью в них натрия, с другой стороны, в альбиты с малым содержанием калия. При низких температурах образуются богатые натрием пертитовые вроски разной степени крупности, прорастающие калиевый полевой шпат (пертиты, микропертиты, криптопертиты); с другой стороны получаются антипертиты, в которых альбит прорастает мелкими кристалликами калиевого полевого шпата, иногда с заметным решетчатым строением, характерным для микроклина.

Система ортоклаз—анортит (Or—An). Значительно меньше изучена система ортоклаз—анортит. Смесиимость двух основных компонентов—ортоклаза и анортита—при всех температурах очень невелика, что вытекает из разности радиусов ионов K и Ca.

Система альбит—анортит—ортоклаз (Ab—An—Or) (рис. 60) не может рассматриваться как тройная система, так как при высоких температурах происходит инконгруэнтное плавление ортоклаза. Но обычно применяют для изображения

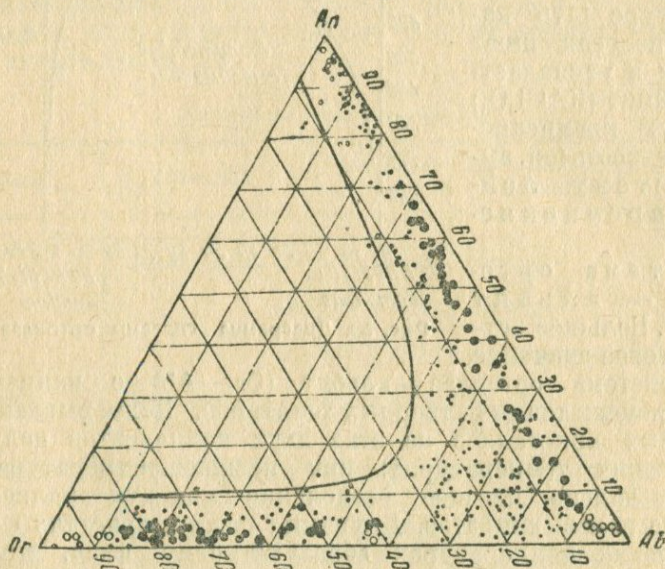


Рис. 60. Диаграмма системы альбит—анортит—ортоклаз.

их взаимоотношений тройную диаграмму. Это до известной степени оправдывается тем, что при сравнительно высоком давлении инконгруэнтного плавления ортоклаза не происходит.

При малом давлении поле лейцита занимает значительную площадь (рис. 61). Но если к полевошпатовой смеси прибав-

вляется 30% кварца, поле лейцита исчезает полностью (рис. 62). В данном случае система, естественно, также не тройная.

При высоком давлении система, действительно, становится вполне тройной; следовательно, числовые отношения между компонентами можно изображать в виде тройной диаграммы.

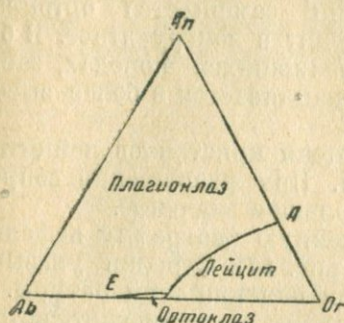


Рис. 61. Система альбит—анортит—ортоклаз при обычном давлении (имеются два поля—лейцита и плагиоклазов).

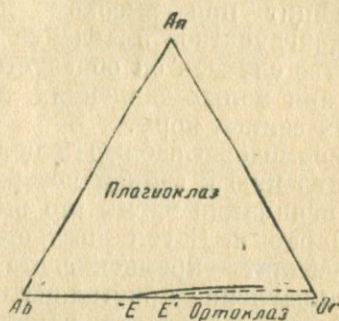


Рис. 62. Система альбит—анортит—ортоклаз при высоком давлении (поле лейцита отсутствует).

Эти диаграммы имеют большое петрологическое значение, в особенности когда мы имеем дело с такими породами, как трахиты и другие близкие к ним глубинные породы.

В зависимости от химического состава расплава (или магмы), первым кристаллизуется либо ортоклаз, либо плагиоклаз. Во всяком случае состав остаточного расплава движется по направлению к пограничной линии. Когда достигается эта кривая, начинается одновременная кристаллизация ортоклаза и плагиоклаза, которая продолжается до тех пор, пока не будет достигнута наименьшая температура в плоскости плавления. Это место всегда находится на соединительной линии Ор—Аб и при обычном давлении соответствует составу 33% Ор и 67% Аб. Однако как повышение давления, так и прибавление кремнекислоты передвигают этот состав ближе к углу Ор. Поэтому все природные остаточные магмы должны обогащаться щелочным полевым шпатом до содержания около 40% ортоклаза.

Заместители полевых шпатов. К заместителям полевых шпатов или фельдшпатоидов относятся те щелочные минералы, которые образуются в щелочных магмах, богатых натрием или калием, при слишком малом содержании кремнекислоты.

К числу главных из них относятся нефелин ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) и лейцит ( $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$ ). Менее широко распространены калиофилит ( $\text{KAlSiO}_4$ ), канкринит [ $\text{Na}_6\text{CaAl}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{HCO}_3)_2$ ] и минералы группы содалита: содалит ( $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{Cl}_2$ ), нозеан ( $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{SO}_4$ ), гаюин [ $(\text{Na}, \text{Ca})_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot (\text{SO}_4)_{1-2}$ ].

Образование лейцита рассмотрено выше (стр. 105). Он получается как результат инконгруэнтного плавления ортоклаза по формуле:



Лейцит при высоком давлении замещается ортоклазом и инконгруэнтное плавление переходит в конгруэнтное. В большинстве случаев он образуется в излившихся породах, застывших при малых давлениях, или накапливается в более высоких частях земной коры.

Троммдорф наблюдал целые потоки кристаллов лейцита по направлению к земной поверхности. При разрешении вопросов дифференциации магмы это имеет большое значение.

Шерер и Боуэн построили тройную диаграмму нефелин—калиофилит—кремнекислота (см. рис. 57). Стрелки указывают на направление кристаллизации при падении температуры.

В поле карнегиита первым выделяется карнегиит, который при понижении температуры переходит в нефелин.

Карнегиит образует кубические тройные твердые растворы нефелина, калиофилита и кремнекислоты.

В поле, обозначенном „К—Na нефелины“ образуются гексагональные тройные твердые растворы тех же компонентов, находящиеся в равновесии с расплавом. В поле, обозначенном „К—Na полевые шпаты“, первыми выделяются кристаллы двойных соединений этих минералов, в виде смешанных кристаллов, состав которых лежит между альбитом и ортоклазом; они также находятся в равновесии с расплавом. В других полях первыми кристаллизуются простые соединения—лейцит ( $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$ ) или кремнекислота (кristобалит и тридимит), также находящиеся в равновесии с расплавом.

Диаграмма Шерера и Боуэна наглядно показывает, что нефелин и кварц при нормальной кристаллизации никогда не могут встречаться вместе, так как они отделены друг от друга полем полевых шпатов. Точно так же и в горных породах случаи совместного нахождения нефелина и кварца неизвестны.

Система нефелин—кремнекислота. В данной системе нефелин образует две модификации: более высокотемпературную (с температурой плавления  $1526^\circ$ )—карнегиит ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), переходящую при температуре  $1254^\circ$  в более низкотемпературную модификацию—нефелин того же состава. Кремнекислота также представлена двумя модификациями—более высокотемпературной с температурой плавления  $1713^\circ$  (кristобалит), переходящей при температуре  $1670^\circ$  в другую, более низкотемпературную модификацию (тридимит).

Между этими компонентами располагается сложное соединение—альбит ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) с температурой плавления по одним данным  $1122^\circ$ , по другим  $1118^\circ$ . Альбит модификаций не имеет.

Альбит входит в состав двух бинарных систем с эвтектикой: 1) альбит — кремнекислота — правая часть диаграммы, где  $E'$  — эвтектическая точка с температурой  $1085^\circ$  без твердых растворов и с конгруэнтным плавлением всех компонентов; 2) альбит — нефелин (карнегиит), значительно более сложная бинарная система — левая часть диаграммы, где  $E$  — эвтектическая точка с температурой  $1068^\circ$ . В правой части в равновесии находятся расплав и кристаллы альбита, в левой части — расплав и кремнекислота (кristобалит или тридимит).

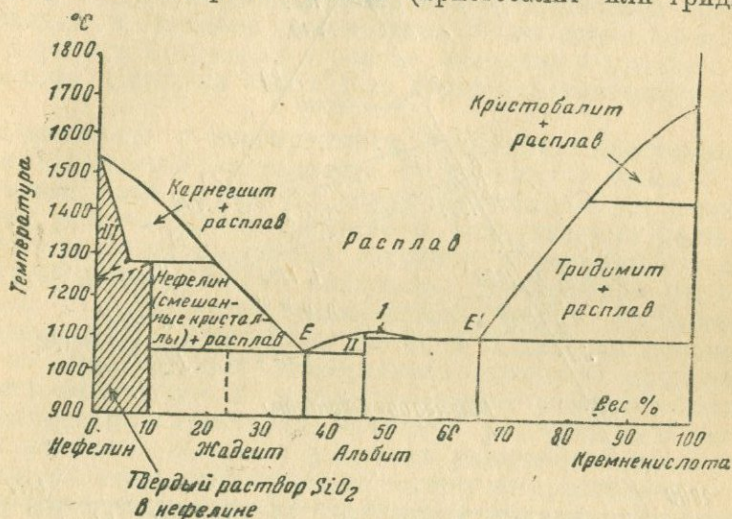


Рис. 63. Диаграмма системы нефелин—кремнекислота.

В левой части диаграммы кристаллизация осложняется тем, что как карнегиит, так и нефелин содержат небольшую примесь кремнекислоты, представляя собой ограниченные твердые растворы кремнекислоты в нефелине и карнегиите. Поля эти обозначены на диаграмме косой штриховкой (рис. 63).

Расплав состава между  $E$  и нефелином поэтому никогда не дает чистых кристаллов, но всегда с небольшой примесью (избытком) кремнекислоты.

Система периклаз — вюстит — кремнекислота ( $MgO - FeO - SiO_2$ ). Для данной системы, изученной Боуэном и Шерером в 1935 г. (рис. 64), характерно, что для двух групп компонентов —  $MgO$  и  $SiO_2$ , с одной стороны,  $FeO$  и  $SiO_2$ , с другой — получаются сложные соединения с не вполне одинаковыми физико-химическими особенностями.  $MgO$  и  $SiO_2$  дают два типа соединений, из которых один с меньшим содержанием кремнекислоты — форстерит ( $Mg_2SiO_4$ ) — плавится конгруэнтно, другой с большим содержанием кремнекислоты — эвстатит ( $MgSiO_3$ ) — плавится инконгруэнтно. Наоборот,  $FeO$  и  $SiO_2$  дают только одно сложное соединение — файалит ( $Fe_2SiO_4$ ). В резуль-

тате получается трехкомпонентная система. На ее диаграмме можно видеть, что в той части поля, где находится энстатит, поле кремнекислоты и поле оливинов разделяется узким полем пироксенов, в котором кристаллизуется кварц. Это показывает, что при кристаллизации силикатных магм кварц не встречается совместно с оливином, если последний богат магнием

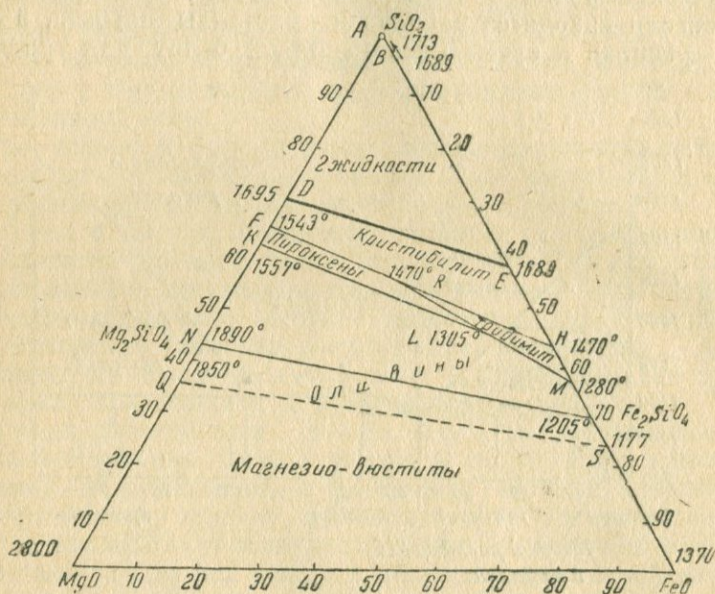


Рис. 64. Диаграмма системы периклаз—вюстит—кремнекислота (по Боуэну и Шереру).

(форстеритом). Наоборот, в части поля, прилегающей к fayalиту, поле оливина (богатого fayalитом) не отделено от поля кремнекислоты, и эти поля непосредственно соприкасаются друг с другом. Поэтому fayalит и богатые fayalитом оливины могут кристаллизоваться одновременно с кварцем. Это и имеет место в действительности: fayalит в обсидианах, железистый оливин в некоторых сиенитах и гранитах, в частности в рапакиви Украинского кристаллического массива.

### Поликомпонентные системы

Поликомпонентные системы, в том числе четырехкомпонентные, в ряде случаев имеют крупное петрогенетическое значение. Трактовка их слишком сложна. Ознакомиться с ними можно по более детальным руководствам (А. Н. Заварицкий „Физикохимические основы петрографии изверженных горных пород“, 1926; Эйтель „Физическая химия силикатов“, 1936).

В четырехкомпонентной системе применяется диаграмма в виде правильного тетраэдра, в четырех трехгранных углах которого помещаются точки четырех компонентов *A, B, C* и *D*. Этот метод часто применяется, в частности при проектировании четырехкомпонентных систем растворов различных солей.

### РЕАКЦИОННЫЙ ПРИНЦИП И ЕГО ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Как мы видели из ряда примеров кристаллизации силикатных расплавов, которые рассмотрены были выше, эвтектика, которой раньше придавали огромное значение в процессе кристаллизации магмы, на самом деле играет сравнительно малую роль.

При эвтектике с конгруэнтным плавлением кристаллы, начавшие выделяться из расплава, не реагируют далее с ним и сохраняют свой состав до конца кристаллизации расплава. Наоборот, кристаллы, выпадающие в виде твердых растворов, тотчас после своего выделения вступают в реакцию с расплавом и, непрерывно, по мере понижения температуры расплава, реагируя с ним, приобретают новый состав сравнительно с первоначальным. При инконгруэнтном плавлении кристаллы, выпавшие при высоких температурах, временно продолжают сохранять свой состав. Но когда происходит остановка понижения температуры, кристаллы начинают реагировать с расплавом и, находясь в новых условиях равновесия, заменяются кристаллами, резко отличными по составу от кристаллов первой фазы кристаллизации. Новые кристаллы выпадают без изменения своего состава до полной кристаллизации.

Для первого случая взаимной реакции жидкой и твердой фаз характерны серии твердых растворов: анортит — альбит, форстерит — fayalит, ферросилит — энстатит и т. д. Для второго случая характерным примером являются серии: форстерит — клиноэнстатит — кремнекислота; лейцит — ортоклаз — кремнекислота.

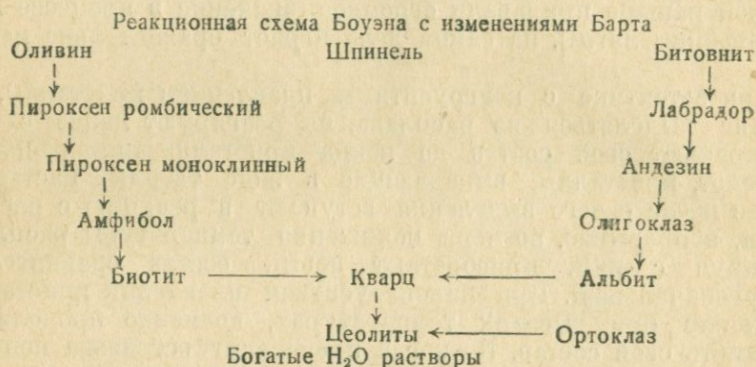
Применяя реакционный принцип к минералам магматических пород, можно видеть, что огромное большинство их, за редкими исключениями (кварц), представляют собой твердые растворы, с непрерывными реакционными сериями. Другие группы минералов, отделенные друг от друга явлениями инконгруэнтного плавления, образуют прерывные реакционные серии. Кроме того, минералы обеих серий могут попарно образовывать эвтектики друг с другом.

Боуэн выделил, применяя принцип реакционных взаимоотношений минералов с расплавами, из которых они выделяются, две группы минералов: 1) темные и 2) светлые минералы.

Темные минералы образуют прерывную серию, которая начинается с оливинов и, как наиболее высокотемпературными минералами, продолжается ромбическими и моноклинными пироксенами и амфиболами (в порядке усложнения атомного

состава и структуры) и заканчивается слюдами (биотитом). Отдельно стоит непрерывная серия светлых минералов — плагиоклазов.

Чтобы дать ясное представление об относительном времени кристаллизации темных и светлых минералов из известково-натровой магмы, Боуэн построил свою реакционную схему, состоящую из двух ветвей — правой (светлой — плагиоклазовой) и левой (темноцветной — оливиново-биотитовой), расходящихся кверху, сходящихся внизу и заканчивающихся кварцем, ортоклазом, цеолитами и богатыми водой остаточными растворами.



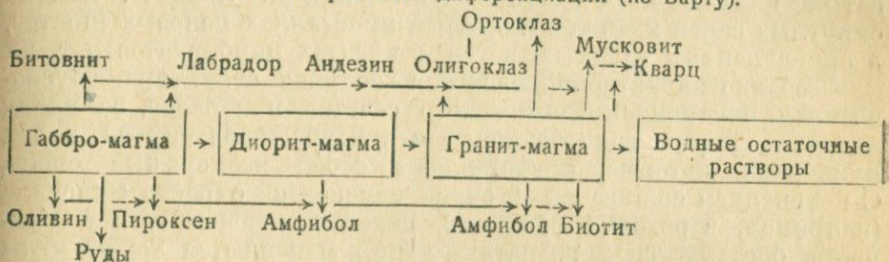
Эта схема последовательности кристаллизации магматических минералов вполне соответствует как данным изучения горных пород в шлифах, так и данным экспериментальных высокотемпературных исследований и установленному Бреггером параллелизму между процессами кристаллизации и процессами дифференциации. Согласно этой схеме, первыми выпадают оливин и анортит (битовнит), которые по мере охлаждения магматического расплава, непрерывно реагируя с расплавом, заменяются: оливин — пироксеном, битовнит — лабрадором. При дальнейшем охлаждении эти минералы, реагируя с расплавом, переходят соответственно в амфибол и в андезин. Насколько далеко идет этот процесс, зависит от интенсивности фракционирования. При интенсивном фракционировании, т. е. достаточно медленной кристаллизации (охлаждении), процесс идет до конца, и остаточная магма получается в виде расплава, богатого в основном кремнекислотой и водой.

Барт дает такую схему развития различных типов горных пород путем фракционной кристаллизации: „Мы начинаем с базальтовой магмы. Из нее выделяются в первую очередь оливин и основной плагиоклаз и некоторые другие минералы в незначительном количестве; тем самым состав жидкой фазы изменяется. Состав базальтовой магмы приближается к составу диоритовой магмы. Если теперь рано образовавшиеся минералы, например в результате относительного перемещения жидкой и твердой фаз, отделяются от магмы, новообразованная диорито-

вая магма не будет более реагировать с уже образовавшимися кристаллами, но продолжает свою жизнь независимо от ранее образовавшихся кристаллов, как диоритовая магма.

Из этой магмы снова выделяются новые твердые фазы, благодаря чему состав магмы изменяется, и эти смены продолжают, пока остаточный расплав не приобретает состав, значительно отличающийся от первичной базальтовой магмы.

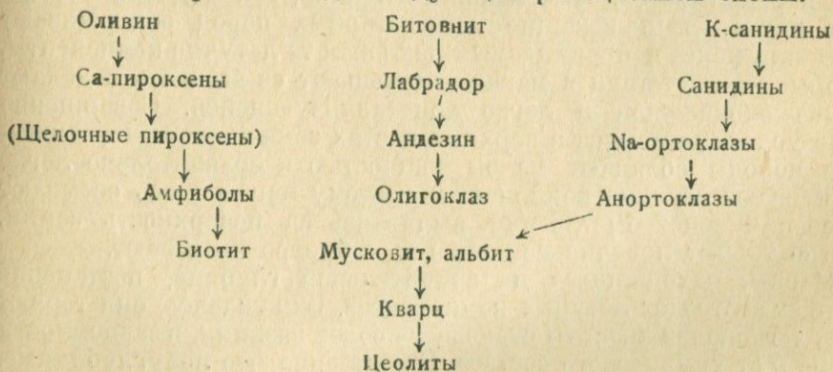
Схема направления дифференциации (по Барту):



Из этой схемы видно, как должны вести себя в магме другие включения в зависимости от того, будут ли принадлежать они к более ранней или более поздней стадии кристаллизации. Магма может растворять те минералы, которые принадлежат к позднейшим стадиям кристаллизации и охлаждения. Минералы более высоких ступеней, наоборот, не могут ассимилироваться. Магма, которая находится в равновесии с роговой обманкой и андезином, не может ассимилировать ни оливина, ни битовнита; однако эта магма может с ними реагировать и будет пытаться преобразовать их в ту твердую фазу, с которой она находится в равновесии. Некоторые новые факты не всегда подтверждают эту точку зрения.

Несколько более сложна реакционная схема кристаллизации щелочных магм, которые особенно богаты натрием, где видную роль играют альбит и калиевые полевые шпаты и твердые растворы их друг с другом.

Кристаллизация образующихся из этих магм минералов изображается Бартом в виде следующей реакционной схемы:



В тесной связи с процессами кристаллизации магмы и изменением ее состава во время кристаллизации стоят наблюдаемые в ряде минералов так называемые зонарные структуры. Эти зонарные структуры могут быть обусловлены в ряде случаев зонарным распределением в них включений. Так, например, мы можем прекрасно наблюдать такого рода расположение стекловатых мелких изометричных включений в лейците, мелких округлых зерен кварца в крупных кристаллах полевых шпатов, в определенных типах гранатов, в авгитах лимбургитов и т. д.

Особенно характерной является зонарная структура, обусловленная изменением химического состава минералов во время их роста. Такого рода зонарная структура наблюдается в тех минералах, которые представляют собой изоморфные смеси. С изменением состава такой смеси изменяется окраска минерала (например, в роговых обманках, некоторых авгитах, в особенности богатых  $TiO_2$ , гранатах и др.), изменяются также углы угасания (в тех же роговых обманках и пироксенах, но особенно отчетливо в плагиоклазах); одновременно может изменяться также сила двойного луча преломления, характер дисперсии и т. д.

В некоторых случаях установлена вполне определенная закономерность в зонарной структуре минералов: так, в магматических породах зонарно построенные кристаллы плагиоклаза в общем обладают более основной центральной частью и более кислой наружной, что вытекает из порядка кристаллизации и взаимодействия между раствором и образующимися кристаллами по схеме, изображенной на рис. 36. В некоторых случаях получаются зонарные структуры в виде песочных часов (авгиты, содержащие сравнительно много  $TiO_2$ ).

#### ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Первым условием передвижения магм вплоть до выхода их в виде лав на поверхность земли является глубина, на которой они передвигаются. Чем меньше глубина, тем медленнее остывает магма. Вышележащие массы горных пород задерживают более или менее непроницаемым покровом те летучие компоненты, которые, присутствуя в магме, уменьшают ее вязкость и делают ее легкоподвижной и легко кристаллизующейся. Совершенно иные условия имеются в верхних частях земной коры, где кроющие породы обладают малой мощностью и сравнительно легко пропускают летучие компоненты; поэтому магмы здесь остывают более или менее быстро или, выливаясь на поверхность земли, быстро теряют летучие компоненты и быстро застывают.

Магмы, находящиеся на значительной глубине, постепенно освобождаются от летучих компонентов. Охлаждаясь, они теряют свою легкоподвижность и становятся более вязкими, в зависимости также и от химического состава. Естественно, что полуглубинные,

глубинные и излившиеся магмы, достигая мест своего затвердевания и теряя свою подвижность, будут обладать совершенно различными условиями залегания.

Так же различны на различных глубинах тектонические процессы, которые вызывают передвижение магм в вертикальном и иных направлениях, открывая трещины, облегчающие магмам проникновение в окружающие породы, и ведут к образованию магматических резервуаров крайне разнообразной формы. С этими формами связаны определенные типы тектонических структур, которым соответствуют определенные типы горных пород и их комплексы.

Формы залегания магматических пород (глубинных, полуглубинных и излившихся) зависят от следующих основных условий:

- 1) химический характер самой магмы;
- 2) присутствие в нем летучих компонентов;
- 3) вязкость магмы;
- 4) тектонические процессы: 1 — складчатые, 2 — сбросовые;
- 5) характер вмещающих пород, в которые проникает магма;
- 6) характер поверхности, на которую магма выливается в виде лавы.

Формы залегания магматических пород крайне разнообразны. Они классифицированы особенно удачно Дэли. Эту классификацию мы приводим с некоторыми дополнениями и иногда с видоизмененной трактовкой генезиса тех или иных форм залегания.

Дэли выделяет три основные формы магматических пород: 1) тела инъекционные, 2) тела интродуцированные и 3) тела экструзивные или эффузивные.

### Инъекционные магматические тела

Инъекционные тела образуются в том случае, когда имеются подготовленные пустоты в виде трещин: расширяя эти трещины, магмы сравнительно легко заполняют их. Трещины прослеживаются часто на значительные расстояния и заполняются легкоподвижной, мало вязкой магмой. Слабая вязкость обусловлена характером магмы, базальтовой, обычно легкоподвижной благодаря своему химическому составу (основные магмы), либо благодаря присутствию в ней более или менее значительных количеств летучих компонентов (кислые магмы).

Формы залегания в виде инъекций связаны обычно с процессами перемещения слоев или масс горных пород по более или менее вертикальным направлениям (а не со складчатыми процессами). Иногда образуются трещины, параллельные слоистости, например при надвигах или в иных случаях: тогда получаются пластообразные формы залегания магматических пород.

Различают два типа инъекций: 1) дайки и жилы (залегające не согласно с вмещающими породами) и 2) силлы (залегające более или менее согласно с вмещающими породами).

Как пример первых можно привести многочисленны длинные дайки в районе кристаллического Приазовья, то утончающиеся до миллиметра и менее, то достигающие 50 м мощности и более, крайне разнообразного состава (от более основных диабазовых до кислых кварц-порфировых).

Примером вторых являются так называемые герпадозолиты (по Леринсон-Лессингу) базальтовых лав Восточной Сибири; базальтовые магмы легко внедряются здесь между слоями каменноугольных и иных отложений.

Дэли выделяет следующие типы инъекционных тел:

**I. Согласные (конкордантные) инъекции** — вдоль плоскостей слоистости или сланцеватости:

1. Силлы: а) простые — гомогенные или дифференцированные, б) повторные, в) сложные.
2. Межформационные залежи, щиты (sheets), приуроченные к межформационным несогласиям.
3. Лакколиты: а) простые — симметричные и асимметричные, гомогенные и дифференцированные; б) повторные; в) сложные; г) межформационные, приуроченные к несогласиям.
4. Лополиты, с теми же разностями, как и у лакколитов.
5. Факолиты.
6. Ленточные инъекции (интрузии).

**II. Несогласные (дискордантные) инъекции** — поперечные плоскостям слоистости или сланцеватости:

1. Дайки: а) простые — гомогенные или дифференцированные, б) повторные, в) сложные.
2. Свиты даек.
3. Одновременные жилы.
4. Апофизы или языки.
5. Кольцевые дайки.
6. Конические щиты.
7. Вулканические некки.
8. Бисмалиты.
9. Этмолиты.
10. Сфенолиты.
11. Акмолиты.
12. Гарполиты.
13. Одиночные инъекции.
14. Хонолиты.

Кроме того, Дэли различает сквозные тела, среди которых он выделяет следующие:

**I. Батолиты:** а) простые, — гомогенные или дифференцированные, б) повторные, в) сложные.

**II. Штоки:** а) простые — гомогенные или дифференцированные, б) повторные, в) сложные.

**Согласные (конкордантные) инъекции.** Типичными представителями таких инъекций являются силлы или межпластовые инъекции (sheets). Их называют также интрузивными залежами. К ним относятся пластообразные массы магматических пород,

интродуцированных параллельно слоистости осадочных (в основном) пород. Происхождение их тесно связано с активностью магмы, проникающей и внедряющейся по спаю в более слабых частях осадочных комплексов. Левинсон-Лессинг предложил для них удачное название — герпадозолиты, „вползающие“, продвигающиеся между двумя пластами породы; встречая вертикальные трещины, они поднимаются вверх в следующий ослабленный промежуток между слоями и продвигаются далее по горизонтальному спаю между двумя слоями и т. д.

Предполагают, что здесь играет роль давление магмы, как при образовании лакколита, и в отличие от лополита, где, наоборот, давление магмы ослабевает.

Повторной инъекция называется тогда, когда по одному и тому же промежутку между ослабленными слоями последовательно проникают несколько залежей одной и той же магмы, сложной — если внедряются повторно несколько магм разного состава.

Размеры залежей часто могут быть очень велики, достигая мощности 300 м и более. Обычно к залежам относят формы залегающие, в которых отношение мощности к ширине не превышает 1:7—1:8.

В некоторых случаях залежи могут иметь длину свыше 100 км. Так, например, „Белый силл“ при средней мощности около 25—30 м имеет протяжение до 130 км; подземная часть его, согласно Тиреллю, занимает площадь до 4000 км<sup>2</sup>. Огромны силлы в прибрежной части Антарктики. Около Капштадта (Южная Африка) площадь долеритовых залежей достигает 13 000 км<sup>2</sup>.

Состав залежей крайне разнообразен. Имеются силлы из перидотита, части базальтовые, долеритовые силлы до кислых, в том числе и аплитовые. Огромной мощности пластовые залежи гранитов известны в докембрии. Местами, например в штате Миннесота (Дулут), в Южной Африке (Бушвельд) имеются огромные силлы из габбро и норитов. В палеозое широко распространены интрузии, состоящие почти исключительно из основных пород — диабазов, габброидов, норитов.

Щит — имеет таблитчатую форму и относится к межформационным интрузиям.

Лакколиты Джилберт характеризует следующими признаками: 1) каков бы ни был источник силы, вызвавшей внедрение магмы и образовавшей лакколит, он образуется в результате интрузии; 2) каждый лакколит имеет свой лежащий бок, который в некоторых случаях может быть прорван наподобие силла; 3) лакколиты имеют выпуклую форму с плоским основанием; 4) профиль лакколита может быть как симметричным, так и асимметричным; основание его имеет очертание круглое, эллиптическое или неправильное; 5) лакколиты изгибают свою крышу во время интрузии. Некоторые полагают, что вместилище лакколитовой интрузии могло быть подготовлено боковым сжатием вмещающих слоев осадочных пород.

Лакколиты пользуются широким распространением. Имеются переходы к силлам, в частности в ряде мест США. Характерным для лакколлитов является то, что магмы, их образующие, в отличие от силлей, обладают большой вязкостью. Наиболее типичны лакколиты в Скалистых горах. Харкер говорит, что наиболее простая форма лакколита — при круглом основании выпуклая поверхность (полусферическая). Эта наиболее простая форма может быть крайне разнообразно нарушена, в особенности если рядом располагается более ранняя интрузия.

Лакколит и силл отличаются друг от друга только относительной величиной, но не характером частей: в обоих края постепенно утончаются, а мощность силла сравнительно с его диаметром в общем невелика.

Мощность тех слоев, в которых лакколлиты интродировали и изгибали покрывающие их массы, иногда очень велика: так, в Генри-полном разрезе форма его сходна с кедровым деревом, иногда она грибовидна, бывают и иные формы (рис. 65).

Повторными называются лакколиты в местах, где магма внедрялась не один раз. Согласно Гаркеру, такого рода лакколиты имеются на острове Скай (Шотландия).

Гранит Дортмура представляет собой тройной лакколит. Сложные лакколиты образованы двумя или большим числом типов магм, последовательно занимавших свое место. Такие лакколиты образованы в районе Лоч Аша (Шотландия) щелочными породами. Довольно сложный тип лакколита представлен на рис. 66: верхняя и нижняя части образованы базальтами (B), прорывающая его средняя часть — гранофиром (G).

Асимметричный межформационный лакколит представлен на рис. 67.

Лакколиты образованы разнообразными породами, особенно теми, магмы которых, лишаясь летучих компонентов, становятся

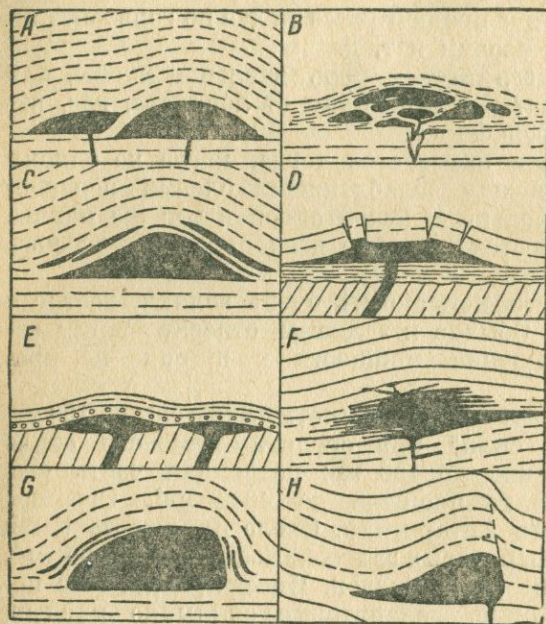


Рис. 65. Лакколиты разного типа.

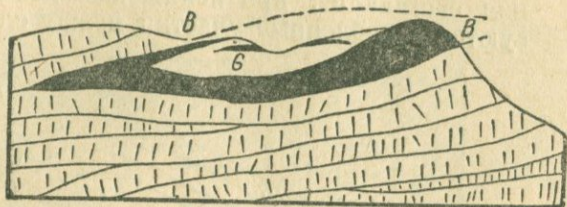


Рис. 66. Сложный лакколит.

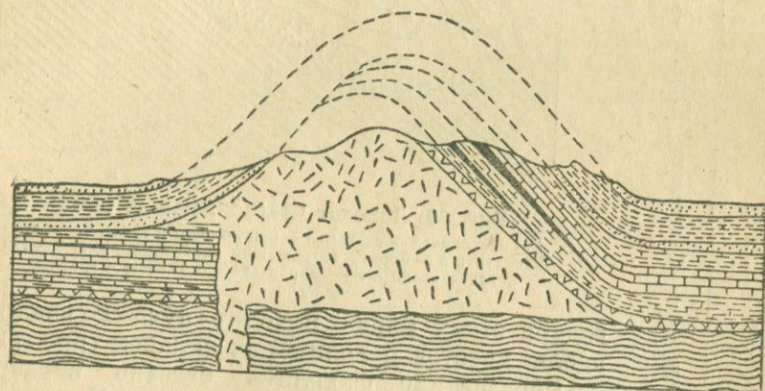


Рис. 67. Асимметричный лакколит.

встречаются на острове Скай, долеритовые — в Колорадо, габбро-диабазовые и габбро-диоритовые — в Крыму. В Креси-Шантен имеются тералитовые лакколиты. Встречаются также сиенитовые, щелочно-сиенитовые, трахитовые лакколиты.

Лополитом называется, согласно Гроуту, крупных размеров линзовидное тело, в средней части погруженное. Это интрузивная масса, в общем конкордантная, мощность которой составляет примерно одну двадцатую часть диаметра.

Лополиты, как и лакколиты, могут быть разнообразны по строению — простые, повторные, сложные; форма их не всегда вполне одинакова. Типичный габбровый лополит Дулута повторный, сложный (разделен на части); объем его 200 000 км<sup>3</sup>. Еще больших размеров достигает лополит Бушвельда, состоящий из норита, гранита, гранофира и фельзита. Однако к типичным его относить нельзя, так как это образование отчасти эффузивное

(рис. 68). Третий пример — норито-пегматитовые лополиты Седбери (Канада) (рис. 69 и 70). Впрочем, он ближе к интрузивному силлу (пластовой залежи).

Факолит (линзовидное тело), по Харкеру, в идеальном случае образуется как система волнистых складок, которые при увеличении давления сжимаются; при понижении давления образуются ослабленные участки между слоями. Бла-

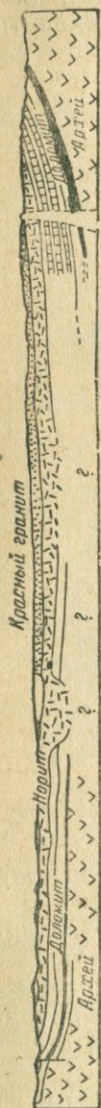


Рис. 68. Лополит Бушвелда, Южная Африка.

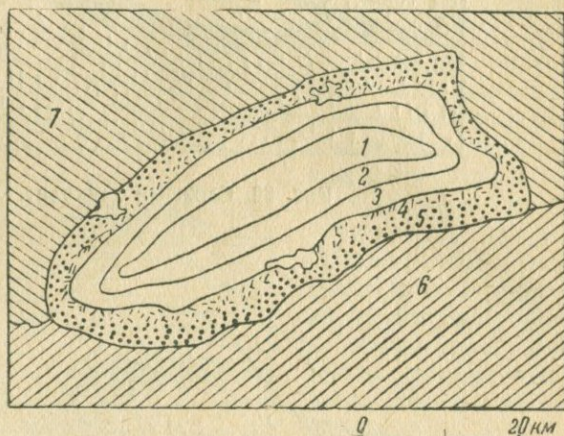


Рис. 69. Лополит Седбери, Канада (план).

1 — песчаник; 2 — сланец; 3 — конгломерат и туфы; 4 — микропегматит; 5 — норит, содержащий никелевую руду; 6 — гуронские сланцы; 7 — лаврентьевские гнейсы и граниты

годаря этому магма находит пути к внедрению вдоль хребтов и волнистых складок (рис. 71).

Образование факолита связано неразрывно с процессами складкообразования. Известен факолит Мончике в Португалии, состоящий из щелочных пород. Крупные факолиты, согласно Буддингтону, залегают в докембрийских гранитах Нью-Йорка и центральных частей Канады.

Пример ленточных интрузий — длинные узкие апофизы красной породы, которые отделяются от дифференцированного силла Пижон Пуент (в Миннесоте).

Несогласные (дискордантные) инъекции. К таким инъекциям относятся, прежде всего, дайки. Дайками, согласно Дэли, называются инъекционные тела с почти взаимно параллельными стенками, тонкие по сравнению со своей длиной, в большинстве случаев перпендикулярные слоям, если они пересекают осадочные комплексы.

Повторные дайки связаны с повторным проникновением в трещины дополнительных масс той же магмы. Такого рода

дайки несравненно более многочисленны, чем соответствующие силлы или лакколлиты. Они известны, например, на острове Св. Елены (около 200). Это в основном дайки базальтов, среди которых отсутствуют следы туфового материала. Все имеют

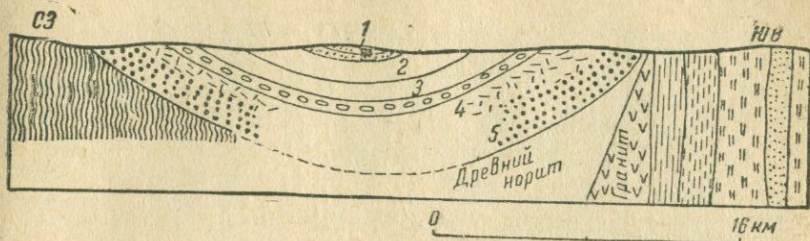


Рис. 70. Лополит Седбери, Канада (разрез).

охлажденный контакт и сходны друг с другом. Огромное количество дифференцированных даек имеется в районе Приазовья, где они состоят из разнообразных пород, нередко различного возраста. Все они вытягиваются в одном общем направлении.

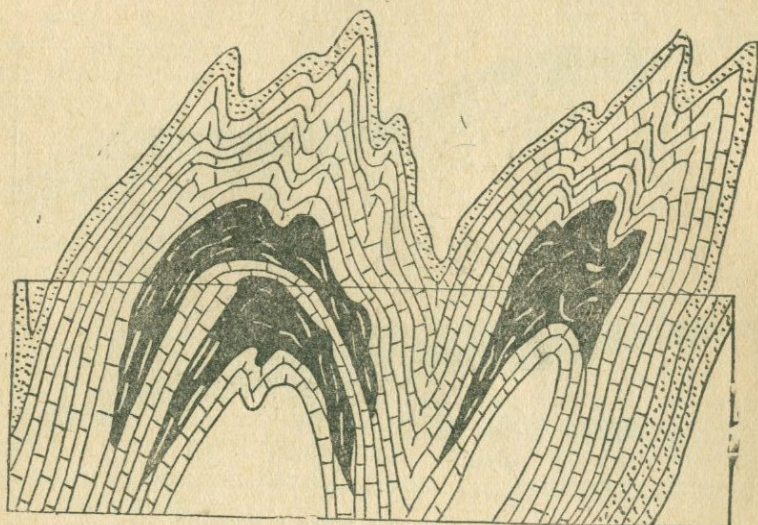


Рис. 71. Факолит в гранитах Нью-Йорка.

Сложные дайки известны, в частности, в Швеции (Брефвен), где можно проследить целую серию следовавших друг за другом инъекций (интрузий) оливиновых долеритов, безоливиновых долеритов, гранофилов. Форма самих даек такого рода не вполне

правильная, как это видно на рис. 72, где изображены сложные дайки Шотландии.

Мощность даек крайне разнообразна, как и структура (от стекловатой до крупнозернистой). Диабазовая дайка в Массачусетсе (США) имеет мощность всего 0,9 мм. В Приазовье на

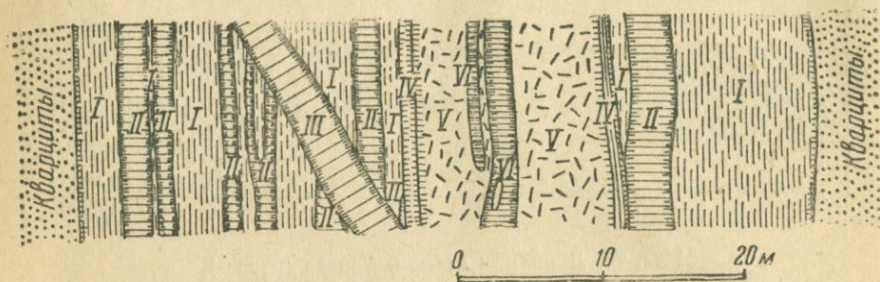


Рис. 72. Сложные дайки. Шотландия.

I — порфириты; II — IV — малхиты; V — кварцевые порфиры; VI — малхитовые порфириты

р. Кальмиусе стекловатая диабазовая дайка на выклинивающемся конце имеет мощность около 0,5 мм и в таком виде прослеживается на расстоянии около 2 м. Иногда стекловатые диабазовые апофизы имеют мощность всего до 0,02 — 0,01 мм.

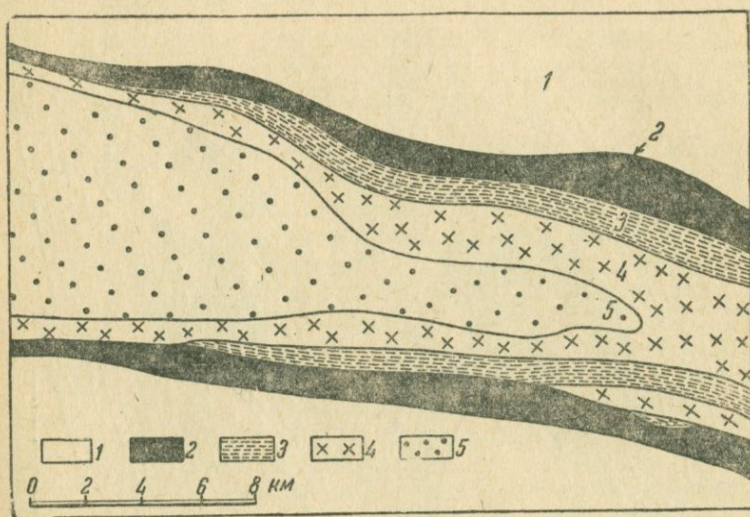


Рис. 73. Большая дайка в Родезии.

1 — гранит; 2 — перидотит; 3 — серпентинит; 4 — пироксенит; 5 — норит

При очень малой мощности длина некоторых даек иногда превышает ширину крупных батолитов. В Исландии дайки базальта достигают местами длины 61 и 72 км. Одна из базальтовых даек Декана достигает длины 46,4 км. В Капланде дайка достигает длины 24 км при мощности 1600 м, другая — 21 км

длины при мощности 30 м, третья — 70 км длины при мощности 10 м. В Родезии (Южная Африка) протягивается Грит дайк (Большая дайка) по направлению к лополиту Бушвельда (рис. 73). Она считается одним из чудес в геологии: длина ее до 500 км, а мощность до 3—12 км. Она дифференцирована на ряд линз разного петрографического состава. Дайка Кливленда в Северной Англии имеет длину 175 км, в Шотландии — до 300 км; в Исландии имеются базальтовые дайки длиной до 105 м (в среднем); в Приазовье дайки диабазов имеют длину более 100 км при мощности до 50 м и более.

Свита даек (swarm) — многочисленная группа даек, располагающихся в общем параллельно друг другу или расходящихся пучком из какого-либо центра. Примеры таких свит имеются в Шотландии на островах Мулл и Арран (рис. 74), также в штате Вашингтон, в Приазовье, Колорадо, на острове Корсика, в Южной Африке.

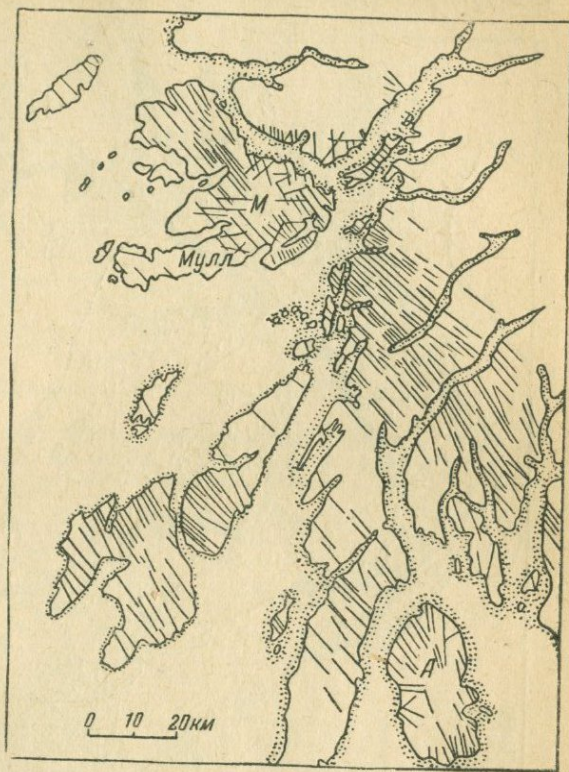


Рис. 74. Свита даек. Шотландия.

М — фокус свит даек на острове Мулл, А — фокус свит даек на острове Арран.

Кольцевые дайки были впервые описаны в Шотландии на островах Мулл (рис. 75), Абдарухман (рис. 76), Арран, Скай, в штате Утах (США), в Трансваале; широко развиты они также в Полтавской области около Ромен, где они прикрываются более юными отложениями.

Конусовидные щиты хорошо развиты на острове Скай (по Харкеру). Это ряд падающих к одному центру пластообразных даек габбровых пород внутри мощной габбровой интрузии, в общем параллельных поверхностям конуса (ясно более юных, чем габбро).

Причина образования кольцевых даек (по Андерсону) — избыток давления в магме, действующий по направлению кверху

на сравнительно тонкий покров земной коры при попытке магмы прорвать его. При этом образуется система конических разломов, наклоненных к центру магматического резервуара. Вдоль

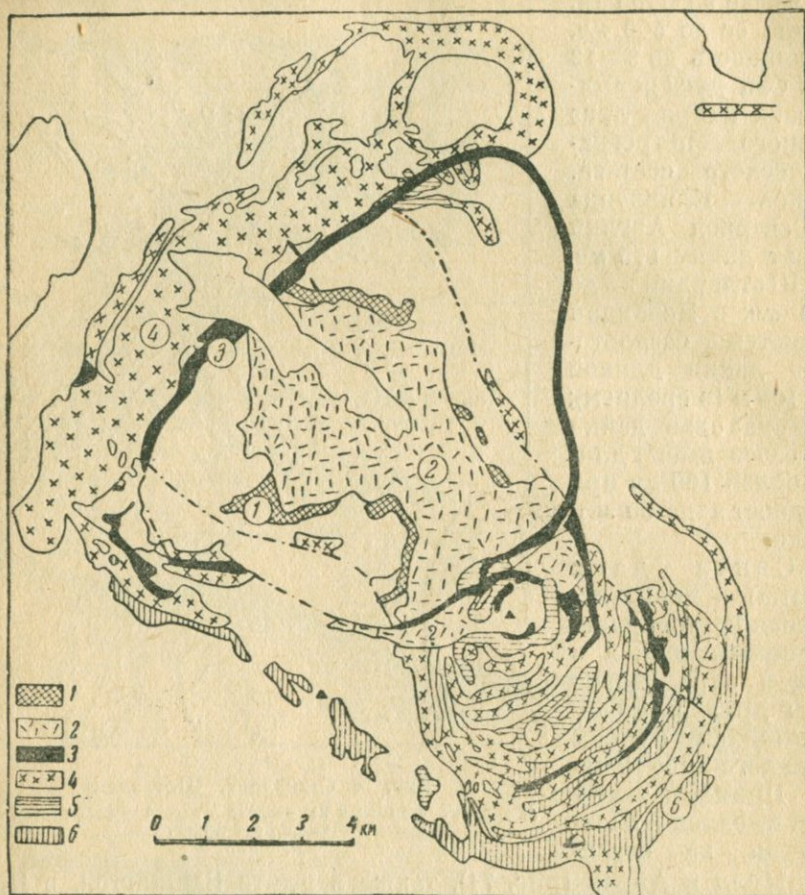


Рис. 75. Кольцевые дайки. Остров Мулл, Шотландия.

1—2—центральные интрузии; 1—фельзиты; 2—граноф. ры; 3—6—кольцевые дайки; 3—фельзиты; 4—граноф. ры; 5—кварцевые долериты; 6—кварцевые габбро

этих плоскостей проникают конические пластовые интрузии. При уменьшении магматического давления внутри массива образуются кольцевые разломы, слегка наклоненные наружу, по которым происходят внедрения почти вертикальных кольцевых даек (рис. 77).

Вулканические неки выполняют жерловину вулкана, образуя интрузию с приблизительно круговым поперечным сечением (рис. 78).

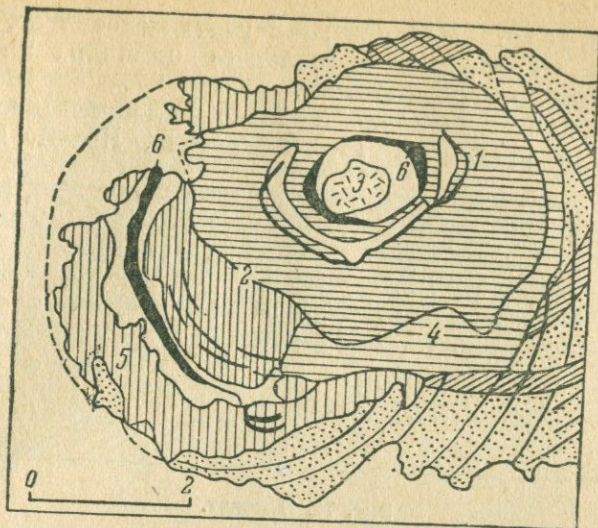


Рис. 76. Кольцевые дайки. Абларухман, Шотландия.  
 1 — эвриты; 2 — кварцевые габбро; 3 — гранофиры; 4 — кварцевые габбро; 5 — габбро; 6 — кварцевые долериты

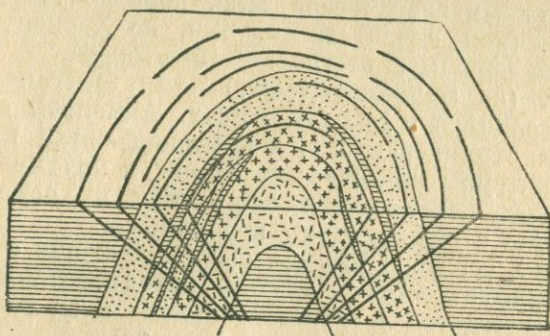


Рис. 77. Блок-диаграмма кольцевых даек.

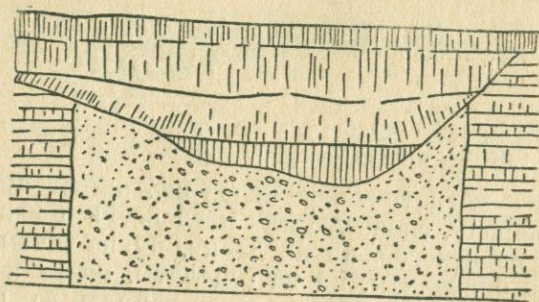


Рис. 78. Разрез вулканического туфового нека, покрытого платобазальтом. Фарерские острова.

Бисмалит (по Иддингу) — магматическое тело, имеющее форму более или менее правильного цилиндра или конуса с почти вертикальными стенками.

Этмолит — секущее тело, в сильно дислоцированной области складчатых и дробленых гор (Аргентина, Нью-Йорк, Наталь

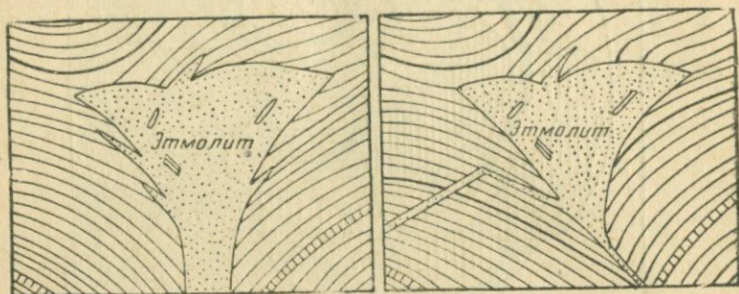


Рис. 79. Этмолит.

в Центральной Африке, тоналиты Адамелло в Тироле). В контакте с магматической породой слои осадочных пород погружаются (рис. 79).

Сфенолит — магматическое тело, перевернутое и смещенное под давлением самой магмы. Так, по Харкеру, залегают вулканические породы окрестностей Пятигорска.

Акмолит (по Эрдмансдорферу) — тип залегания, особенно часто встречающийся в Южных Андах. Акмолиты приурочены к складчатым структурам или к крутопадающим крыльям их. Для них характерны линзовидные формы и крутые углы падения текстурных поверхностей слагающих их пород. Они залегают согласно с вмещающими породами.

Гарполит, согласно Клоосу, сходен по форме с факолитом. Магма интрузирует в уже смятые породы, затем совместно с ними перемещается в горизонтальном направлении максимального орогенного передвижения (рис. 80).

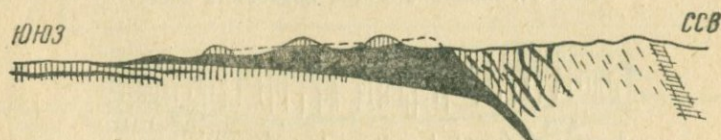


Рис. 80. Гарполит. Бавария. Черное — грани.

Хонолит — магматическое тело, инфильтрованное в дислоцированную породу, слоистую или неслоистую, с неправильными очертаниями, не похожее ни на дайки, ни на щиты, ни на лакколиты, ни на бисмалиты, ни на этмолиты, ни на некки. Магма пассивно проникает в заранее образованную во время тектонических процессов пустоту. Размеры пустоты при этом могут увеличиваться в результате проплавления или обрушения.

## Интродуцированные (глубинные) магматические тела

Глубоко залегающие тела пока недостаточно изучены. Более глубокое знание этих тел помогло бы объяснить генезис ряда магматических пород.

Характеристика условий залегания этих глубинных масс в настоящее время связана с построением гипотез, сравнительно мало обоснованных фактическим материалом. Термин батолит был впервые введен Зюссом. В вольном переводе этот термин обозначает глубоко залегающее тело, занявшее свое место, как часто предполагается, в результате проплавления более древних геологических формаций (массы проплавления).

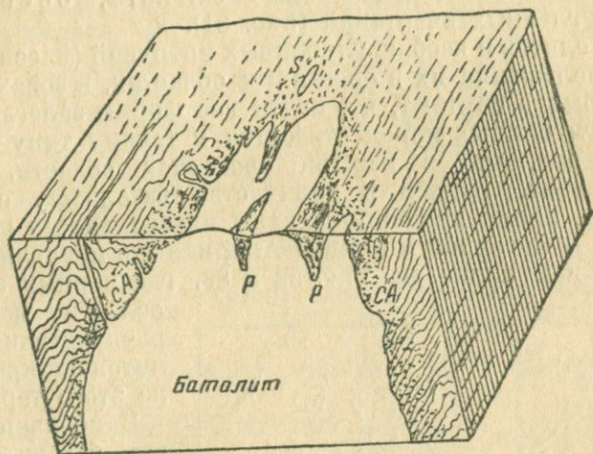


Рис. 81. Батолит постаршеийский.

Р — провесы кровли; СА — зона контактного метаморфизма в осадочных породах, сложенных в складки (сопровождающие штоки)

При снятии вышележащих пород и при продолжающихся процессах денудации эта масса либо уменьшает свои размеры, либо погружается на неизвестные глубины. Так как определение батолита Зюссом в значительной степени гипотетично, этот термин начал применяться для тел разнообразных видов: центральные граниты, интрузивные горные ядра и т. д. К части докембрийских крупных гранитных массивов, согласно Зюссу, это определение батолита может подойти, но оно не подходит к юным постаршеийским гранитам. Дэли определяет батолит, как секущее контакты глубинное магматическое тело, которое не носит следов непосредственной интрузии во вмещающие породы путем чистой инъекции. Возможно, что эта форма относится к типу хонолитов.

Мак Грегор различает два типа батолитов: 1) батолиты Зюсса и 2) батолиты Дэли. Первые имеют разнообразный петрографи-

ческий состав. В них присутствуют многочисленные включения вмещающих пород, часто обладающие крупными размерами. Имеются явные признаки ассимиляции вдоль краев батолита. Батолиты Дэли состоят из почти однородных пород и содержат мало включений. Края батолита очень отчетливо выражены. Признаки ассимиляции выражены слабо. Имеются также батолиты промежуточного типа. Различия между крайними типами батолитов связаны с различной быстротой их передвижения внутри земной коры: в первом случае магма двигалась медленно, во втором — сравнительно быстро.

Обычно относят к батолитам также породы, не имеющие основания и уходящие своими корнями в глубину, однако это объяснение носит абстрактный характер.

Штоки — сравнительно малые батолиты, боссы — штоки почти округленных очертаний (рис. 81).

Для батолитов и вообще глубинных интрузий (массивов) характерно расположение их в орогенных областях, в зонах горообразования. Обычно считают, что почти все формы залегания докембрийских глубинных пород относятся к такому типу залегания.

Характерно, что в каждой орогенной области, например в Кордильерах, размер и количество батолитов, сменяющих друг друга, прямо пропорциональны интенсивности складчатых процессов. В Северной и Южной Америке это проявляется очень отчетливо, как видно на рис. 82 и 83, где черным закрашены

области наибольшего распространения батолитов в широком смысле этого термина.

Наибольшее количество батолитов имеется на западном побережье Северной Америки от Берингова пролива до Южной Калифорнии (цепи Кордильер), значительно меньше они развиты в восточной части того же континента от Новой Англии до Пенсильвании (Аппалачские горы).

Точно так же и в других странах наблюдается интенсивное развитие батолитов крайне разнообразных размеров и мощности — в Альпах Европы, в Гималаях, вообще в Цент-

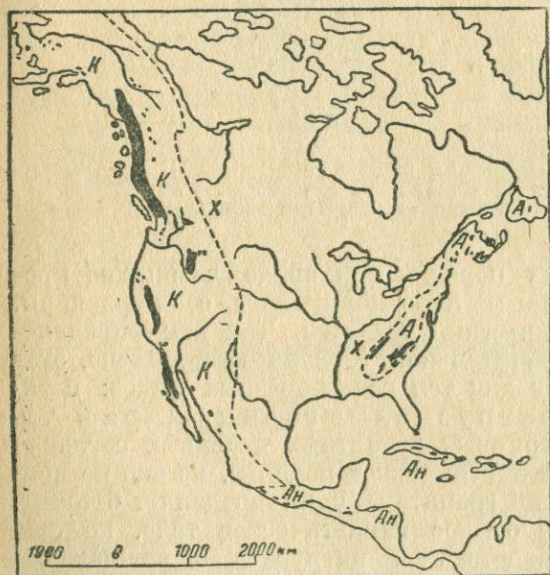


Рис. 82. Карта распространения батолитов в Северо-Американской горной системе.

К — Кордильеры, А — Аппалачи, Ан — Аппалачская горная система, Х — штрихи, указывающие на зоны широких надвигов

ральной Азии, где к складчатым областям приурочены мощные и многочисленные массивы с акмолитами и другими формами проявления магматических пород, преимущественно гранитного и гранодиоритового состава. То же мы наблюдаем и в районе Аллеган и в Новой Зеландии.

Формы батолитов можно объяснить процессами растяжения, происходившими в разные времена в той или другой части земной коры (снизу). Батолиты встречаются во всех эпохах от докембрия до кайнозоя. В частности, батолиты в штате Вашингтон относятся к позднему миоцену, в Йеллоустонском парке — к плиоцену, неинтрузии Центрального Кавказа — к третичному и поздне третичному времени.

Для батолитов характерно то, что они дают секущие контакты с осадочными породами.

В районах Заглика, Дашкесана и других местах Малого Кавказа батолиты представлены гранитоидами, в частности гранодиоритами.

Согласно Дэли, внедрению каждого батолита предшествуют интенсивные тектонические процессы соответствующего орогенного пояса, с чем связано постепенное поднятие магмы в области растяжения земной коры.

Батолиты располагаются обычно параллельно простиранию складок, поэтому внедрение их обычно не сопровождается деформацией соответствующего орогенного пояса.

Мощность пород, отделяющих поверхность батолитов от земной поверхности, в Андах 400—1000 м (по Баклунду), в Чили и Перу 1000—6000 м (по Штейману), в районе Брокена в Германии 600—2000 м (по Эрдмансдорферу), в Америке — 600 м.

Для батолитов характерно далее то, что нигде не наблюдается признаков поднятия их кровли. Следовательно, лакколитовая гипотеза образования батолитов совершенно несостоятельна.

Ряд петрографов — Седергольм (батолиты Финляндии), Саломон (батолиты Альп и Адамелло в Тироле), Андерсон (Калифорния) и др. применяют к батолитам гипотезу замещения

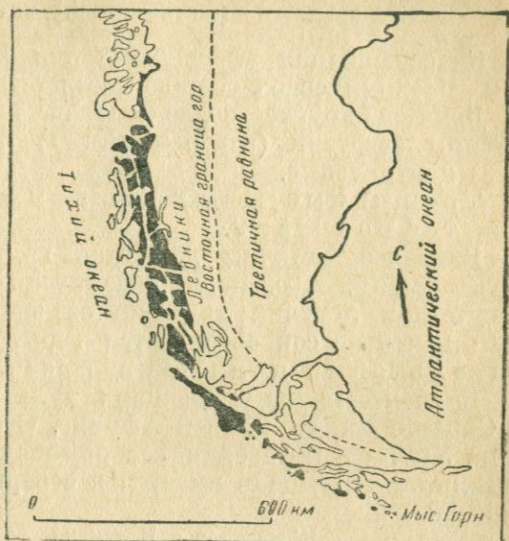


Рис. 83. Карта расположения большого батолита в Патагонии (по Квенселю)

гранитоидной магмой вмещающих их осадочных пород. Дэли энергично защищает принцип обрушения кровли при разрешении вопросов образования батолитов.

### Эффузивные (излившиеся) магматические тела

Классификация эффузивных тел довольно проста: она основана на химическом составе соответствующих магм или лав.

Дэли и другие исследователи выделяют следующие три группы эффузий (извержений): 1) трещинные, 2) площадные и 3) центральные.

Трещинные извержения называют также линейными или тафролитами.

Наиболее типичны для этой группы извержения плато-базальтов, т. е. магм, обладающих даже при почти полном отсутствии летучих компонентов значительной подвижностью. Они почти не сопровождаются взрывами и образуют обширные базальтовые поля без вулканических туфов.

Наиболее крупные площади вулканических полей известны в Сибири, Индии, Южной Африке, Северной Аргентине, Бразилии, Уругвае, Патагонии, северо-западной части США. Огромная базальтовая площадь имеется в северной части Атлантического океана:

Шотландия и Ирландия	10 000 км <sup>2</sup>
Фарерские острова	1 325 км <sup>2</sup>
Исландия	104 785 км <sup>2</sup>
Восточный берег Гренландии	20 000 км <sup>2</sup>

Общая площадь базальтов в Северной Атлантике, Южной Америке, на северо-западе США и в Декане составляет 2 500 000 км<sup>2</sup>.

Мощность базальтовых покровов также огромна: в штате Вашингтон — до 1890 м, в Исландии — до 3000 м, в Гренландии — до 1200 м, в Декане — местами свыше 1800 м. Мощность отдельных потоков в этих покровах достигает 100 м; масса излившейся базальтовой лавы достигает иногда огромных размеров, как видно из табл. 13.

Потоки базальтовой лавы

Таблица 13

Поток	Длина (в км)	Площадь (в км <sup>2</sup> )	Объем (в км <sup>3</sup> )	Уклон
Трещина Лаки (1783 г.)	90	565	12 320 000 000	—
Вейдиватнараун (доист.)	150	1080	43 160 000 000	5'
Фрамбруни (доист.)	110	465	23 250 000 000	30—41'
Эльдзиа (около 930 г. до н. э.)	—	—	9 325 000 000	—

Липаритовый, богатый кремнекислотой поток в Исландии (Графитинниграун) дал до 500 000 000 м<sup>3</sup> лавы (это очень мало сравнительно с потоками базальтовой лавы).

К площадным извержениям относятся экструзии, которые разрушают первичную кровлю. Эта кровля у большинства батолитов в некоторых случаях могла растворяться до полного исчезновения. К числу таких случаев некоторые петрографы относят риолитовые покровы Йеллоустонского парка.

Самое извержение риолита относится к доплейстоценовому времени. Абсолютный возраст риолитовой лавы исчисляется при этом в 1 000 000 лет. До настоящего времени температура риолитов настолько высока, что среди них существуют многочисленные гейзеры, а буровые скважины показали, что около некоторых из этих гейзеров температура на глубине 81 м доходит до 205°. Не исключается поэтому, что эти риолиты могут постепенно переходить в гранит.

Центральные извержения происходят в результате накопления жидкой фазы — лавы. В зависимости от ее физического состояния (в основном от вязкости) образуются: 1) жерловины или некки; 2) купола, щиты, иглы; 3) потоки и покровы; 4) конусы.

Дэли различает отрицательные рельефы: 1) кратеры (лавовые колодцы, маары) и 2) вулканические некки (лава, поднимаясь по главному каналу вулкана, застывает в виде более или менее правильных цилиндрических тел, часто не выходящих на поверхность земли).

Относительные размеры некка в районе Килауэа (Гавайские острова), по данным 1909 г., 100 м<sup>2</sup> в поперечном сечении; лавовое озеро в 100 раз больше.

Некки могут быть образованы и из лавы, и из туфов.

Эндогенные монолитные купола и иглы получаются тогда, когда очень вязкая магма при давлении снизу медленно поднимается, продавливая вышележащие отложения пепла или иных вулканических продуктов и образует более или менее крутые боковые поверхности.

В районе Лассен-Пика (США) на площади около 130 км<sup>2</sup> насчитывается свыше 30 куполов из дацита. Обычно купола трахитовые, андезито-трахитовые, фанолитовые (например, в Оверни).

Купола проявляются особенно хорошо после размыва пепла (трахитовые купола Центральной Франции).

Типичная игла (до 310 м высотой), состоящая из андезита, образовалась на Мон-Пеле (остров Мартиника). Дэли считает эту иглу одним из чудес мира. Аналогичные образования наблюдались на острове Богослова, на горе Катмай (Аляска), Гунунг-Галунг-Гунг на острове Ява и др.

Экзогенные щиты образуются обычно мало вязкими жидкостями (базальтовыми лавами). Типичным примером таких щитов с сравнительно пологими склонами являются Гавайские острова.

Лавовые потоки вулканов крайне разнообразны по мощности, длине и ширине. Часто поверхность их очень неровная с многочисленными возвышениями — холмами.

Количество выливающейся лавы при образовании одного потока иногда громадно: поток базальтовой лавы на Гавайских островах (Мауна Лоа, 1880—1881 гг.) имел объем 413 000 000 м<sup>3</sup>, Этна (1669 г.) — 980 000 000 м<sup>3</sup>.

Вулканические конусы образуются из рыхлых продуктов извержения, причем пепел часто переслаивается с потоками лавы.

### СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В зависимости от тех условий, при которых застывает магма, меняются форма и размеры выделяющихся минералов, а также расположение и распределение их в пространстве. Порода в результате этого приобретает то или иное строение, различное в ряде случаев в породах интрузивных и излившихся. Другими словами, строение пород зависит от условий залегания горных пород (в земной коре или на поверхности), от способа интрузии или эффузии (излияния) их и в то же время от химического состава магмы.

Во многих случаях различают два понятия, связанные со строением горных пород: структура и текстура. Милль таким образом определяет эти два понятия.

Структура определяется:

1) степенью индивидуализации составных частей породы (например, стекло и кристалл) и их относительными количествами;

2) величиной составных частей, как абсолютной, так и относительной (структура зернистая, порфировая);

3) внешним видом составных частей — именно кристаллическими очертаниями, степенью идиоморфизма, а это связано с влиянием ранее выделившихся минералов на те, которые выделились позже, с процессами одновременной кристаллизации двух или более минералов, с распадением твердых растворов;

4) изменением внешней формы кристалла до окончания кристаллизации жидкого раствора.

Текстура обусловлена:

1) взаимным расположением составных частей породы, что может быть связано в одних случаях с процессами кристаллизации, в других — с внешними влияниями (например, с действием горообразующих сил);

2) способ заполнения пространства в связи с теми явлениями, которые происходят в магме до окончания кристаллизации (например, выделение газов), или же с процессами образования трещин во время охлаждения (образование форм отдельности).

Можно различать далее макроструктуры, видимые простым глазом, и микроструктуры, различаемые только под микроскопом.

В „Описательной петрографии“ Розенбуша (1934 г.) так различаются понятия о структуре и текстуре: под структурой объединяются все те взаимоотношения, которые связаны с формой и величиной составных частей; под текстурой понимается их пространственное расположение с большей или меньшей степенью выполнения пространства, следовательно способ построения горной породы.

Эти понятия не легко отделяются одно от другого, так как некоторые структуры частично обусловлены текстурой, некоторые текстуры связаны только с определенными типами структур.

Образование как структур, так и текстур тесно связано с теми процессами, которые происходят в магме во время ее остывания, с присутствием или удалением газов, всплыванием окружающих пород, уменьшением или увеличением давления и т. д.

Особенно характерны структуры, связанные со степенью кристалличности горной породы. Полнокристаллическая (эвкристаллическая, голокристаллическая) структура получается при медленной кристаллизации, которой в особенности способствует присутствие в магме летучих веществ. Такого рода структура особенно характерна для глубинных пород; среди излившихся она наблюдается в основных породах, образованных пирогенными минералами. Некоторые из таких структур со взаимным прорастанием двух или более минералов, каждый кристалл которых обладает крупными размерами, особенно крупнозернисты (пегматитовая структура).

Когда кристаллизация происходит при очень неблагоприятных условиях, часть магмы может застыть в виде стекла. В таком случае структура получает название полукристаллической (гипокристаллической, гипоглиановой).

Криптокристаллическая (псевдовитрофировая) структура различима только под микроскопом по мелкоагрегатной поляризации.

При наименее благоприятных условиях кристаллизации (быстрое затвердевание высоко нагретой массы, отсутствие паров и газов) получается стекловатая (глиановая) структура (табл. V, рис. 5, 6).

Применяя количественный метод определения относительного содержания кристалла и стекла в породе, американские петрографы предложили следующую терминологию по числу отношения  $\frac{\text{кристалл}}{\text{стекло}}$ :  $< \frac{7}{1}$  — перкристаллическая,  $\frac{7}{11} - \frac{5}{3}$  — докристаллическая,  $\frac{5}{3} - \frac{3}{5}$  — глиало-кристаллическая,  $\frac{3}{5} - \frac{11}{7}$  — доглиановая,  $< \frac{1}{7}$  — перглиановая структуры.

Так как стекло — малоустойчивый твердый раствор, оно постепенно раскристаллизовывается и получается вторично-кристаллическая структура.

В первые стадии кристаллизации в вулканическом стекле могут появиться различного рода мельчайшие образования, могущие слабо действовать на поляризованный свет, — так называемые кристаллиты. Кристаллиты можно рассматривать, как недоразвитые, эмбриональные кристаллы, часто правильно расположенные, но не обладающие правильными очертаниями, признаками граней и т. д. Среди них, в зависимости от их формы, различают: глобулиты (шарообразные), маргариты (цепочки из глобулитов), лонгулиты (вытянутые в длину), белониты и спикюлиты (иглообразные), трихиты (в виде загибающихся волосков), скопулиты (перьевидные), кумулиты (неправильной формы скопления глобулитов), глобосфериты (скопления глобулитов шарообразной формы) и т. д. Глобулиты достигают иногда всего 0,005 мм в поперечнике.

Мелкие кристаллики, обычно удлиненной формы, различные только под микроскопом, были названы микролитами (табл. I, рис. 1, 2, табл. V, рис. 6). Розенбуш предлагал называть так те микроскопически малые образования, минералогическая природа которых не может быть определена. В настоящее время говорят о микролитах полевых шпатов, роговых обманок, пироксенов и т. д. При дальнейшем развитии кристаллитов могут получаться скелеты, когда в кристалле остаются не выполненные внутренние части. Такие скелетные кристаллы наблюдаются иногда у кварца, полевых шпатов, биотита, магнетита нозеана (табл. I, рис. 3).

В связи с характером выделения и взаимным расположением кристаллитов стоят следующие структуры: сферолитовые с радиально-лучистым расположением микрокристаллов, образующих мелкие шарообразные участки; перлитовые, когда шарики образовались благодаря присутствию соответствующей формы скорлуповатых трещинок. Сферолиты образованы то только одним минералом (например, полевым шпатом), обычно с примесью стекла, то смесью радиально располагающихся волокон, принадлежащих кварцу и полевому шпату (микрофельзит), с переходами к микропегматитовым прорастаниям кварца и полевого шпата (табл. III, рис. 2).

В тесной связи с условиями затвердевания магмы стоит разделение изверженных пород на породы с зернистой и породы с порфировой структурой (табл. III, рис. 1).

Зернистая структура, особенно часто наблюдаемая в глубинных породах, характеризуется тем, что главные составные части породы обладают в общем одинаковыми размерами — нет отдельных индивидуумов, которые выделялись бы своей величиной среди остальной массы породы. В зависимости от условий кристаллизации получают крупнозернистые, среднезернистые и, при менее благоприятных условиях, мелко-

тонкозернистые структуры (табл. II, рис. 1 и 2). Крупнозернистые структуры получаются нередко в тех случаях, когда кристаллизация магмы происходит в присутствии особенно большого количества минерализаторов.

Понятие о том, какие породы относить к крупнозернистым какие — к средне-, мелко- или тонкозернистым, не может считаться до настоящего времени установленным. Это видно из табл. 14.

Типы структур по крупности зерна

Таблица 14

Структура	Размер зерен (в мм)		
	Наумани	Кросс, Иддингс Вашингтон, Пирсон	Джогансен
Очень крупнозернистая	Более 25	—	От грецкого ореха до кокосового
Крупнозернистая	25—6	Более 5	30—10
Среднезернистая	6—2	5—1	10—1
Мелкозернистая	Менее 2	Менее 1	Менее 1

Тонкозернистая структура переходит в плотную микрокристаллическую (афанитовую), видимую только под микроскопом. При особенно тонких размерах отдельных зернышек получается микроафанитовая или скрытокристаллическая структура, в частности фельзитовая.

Порядок кристаллизации минералов в зернистых породах определяется: а) по степени идиоморфизма минералов и б) по образованию включений одних минералов в другие.

В зависимости от ограничения кристаллов, различают минералы идиоморфные (автоморфные), т. е. обладающие формой, обусловленной внутренними свойствами самого минерала, часто с ровными плоскостями, и минералы аллотриоморфные (ксеноморфные), форма которых обусловлена исключительно очертаниями тех минералов, с которыми они соприкасаются. Кроме того, различают минералы гипидиоморфные, обладающие частью собственными очертаниями, частью же очертаниями, обусловленными формой соседних минералов.

При определении порядка кристаллизации большое значение имеет то, что очертания зерен минералов часто крайне неправильны и могут быть случаи, когда шлиф срезает ту часть зерна одного минерала, в которую входит выпуклая часть зерна соседнего минерала, образуя как бы включение в нем. Следует также иметь в виду, что не всегда степень идиоморфизма минералов говорит о порядке их выделения. Так, оливин, выделенный одним из первых в виде хорошо образованных кри-

сталлов, затем частично растворяется, вслед за ним кристаллизуется пироксен; зерна оливина более или менее округлые, пироксена резко идиоморфные, несмотря на более позднюю стадию его кристаллизации. В общем можно сказать, что минералы идиоморфные образовались ранее минералов аллотриоморфных, минералы, образующие включения, кристаллизовались ранее тех, которые их содержат.

Если порядок выделения минералов подчиняется правилу Розенбуша и в то же время в общем совпадает со схемой Боуна, структура породы будет гранитовой или, если минералы обладают различной степенью идиоморфизма, гипидиоморфно-зернистой (табл. XII, рис. 1). Эта структура характерна вообще для многих более кислых глубинных пород, как граниты, сиениты, диориты. Если структура тонкозерниста, она носит название микрогранитовой. К гранитовой структуре примыкает монцонитовая структура, при которой плагиоклаз часто образует включения в калиевом полевом шпате и обладает по отношению к нему резко выраженным идиоморфизмом.

Аплитовой или панидиоморфно-зернистой структурой называется такая структура, когда главные минералы обладают в общем одинаковой степенью идиоморфизма. Для пегматитовой структуры характерно то, что при скрещенных николях наблюдается одновременное угасание целых групп зерен кварца, часто как бы угловатых, прорастающих калиевый полевой шпат. Это указывает, что отдельные зерна кварца принадлежат одному сравнительно крупному скелетному индивидууму. Если эта структура видна только под микроскопом, она носит название микропегматитовой или гранофитровой.

Пегматитовые и микропегматитовые структуры могут получаться при взаимном прорастании эвтектического характера также и других минералов, например нефелина и полевого шпата, кварца и биотита. При особенно тонких червевидных прорастаниях кварцем плагиоклаза получаются структуры, которые Седергольм назвал мирмекитами; они образуются на последних стадиях кристаллизации горных пород.

В более основных породах наблюдаются отступления от обычного порядка кристаллизации, что связано, как мы видели, с условиями равновесия и относительным содержанием в магме тех или иных компонентов. Нередко основные плагиоклазы кристаллизуются раньше, чем пироксены. В результате получается офитовая (диабазовая, долеритовая) структура (табл. V, рис. 2), при которой идиоморфный таблитчатый плагиоклаз располагается среди крупных аллотриоморфных выделений пироксена. Различают, с другой стороны, габбровую структуру, при которой степень идиоморфизма полевых шпатов и темных минералов в общем одинакова (одновременная кристаллизация).

Порфировидная структура отличается тем, что в мелко- или среднезернистой массе располагаются крупные кристаллы (вкрапленники).

Когда величина отдельных кристаллов главных минералов в зернистой массе одинакова или почти одинакова, структура называется равномернозернистой.

Порфировая структура (табл. III, рис. 1) характеризуется тем, что в тонкозернистой, плотной или стекловатой основной массе присутствуют в большем или меньшем количестве вкрапленники — более крупные кристаллы различных минералов (фенокристы) или порфиновые выделения.

Если вкрапленники видны только под микроскопом (микрофенокристы), структура носит название микропоровой.

В зависимости от относительных количеств микролитов и стекла в основной массе различают структуры мейовитропоровую (преобладание микролитов) и плейовитропоровую (преобладает стекло).

Порфировая структура во многих случаях объясняется тем, что во время охлаждения магмы происходят изменения в окружающих ее условиях. Сперва магма охлаждается на более или менее значительной глубине при особенно благоприятных условиях; в ней начинают выделяться кристаллы различных минералов, которые и достигают той или иной величины. Затем магма извергается, и затвердевание ее происходит уже при совершенно иных условиях: она быстро охлаждается, вследствие уменьшения давления из нее удаляются минерализаторы. В результате остаток еще не затвердевшей магмы застывает в тонкозернистую до плотной или стекловатую массу.

Так как при извержении магмы одновременно удаляются из нее минерализаторы, условия растворимости минералов в магме также изменяются. Некоторые из ранее образовавшихся минералов могут снова раствориться либо вполне, либо отчасти; происходит полная или частичная резорбция. Так иногда кварц, который начал уже выделяться в более глубоких горизонтах, в период извержения магмы начинает растворяться, магма проникает внутрь его кристаллов и разъедает их (табл. V, рис. 4).

В связи с изменениями условий кристаллизации, вокруг зерен ранее выделившихся кристаллов, например биотита, амфиболов и др., образуются черные каймы из магнетита, называемые опацитовыми, обусловленные разложением этих частей кристалла при оплавлении. В результате реакций между кристаллами и магмой образуются также друзитовые (вечные) оболочки; например, зерна оливина окружаются оболочками замещающего его пироксена, вокруг пироксена появляются каймы амфибола. Минералы, образовавшиеся за счет резорбции в последнюю стадию кристаллизации магмы, Седергольм (1916 г.) назвал синантектическими, а структуру — синантектической. Эта структура иначе называется гиперитовой, когда вокруг оливина образуются радиально-лучистые оболочки

из амфибола (в местах соприкосновения оливина с плагиоклазом).

В зависимости от степени кристаллизации основной массы различают структуру полнокристаллически-порфировую, полукристаллически-порфировую (если в основной массе присутствует стекло) и стекловато-порфировую (витропорфировую или витрофиловую), если основная масса не успела кристаллизоваться. Следует иметь в виду, что в некоторых случаях полнокристаллическая основная масса получается после перекристаллизации стекла (вторичнокристаллическая основная масса). Полукристаллически-порфировая структура может быть интересеральной, если преобладают кристаллические индивидуумы и стекло выполняет лишь остающиеся промежутки. Интересеральная структура по существу сходна с офитовой или диабазовой, отличаясь тем, что материал, выполняющий промежутки между кристаллами или кристалликами плагиоклаза, принадлежит не авгиту, а другим минералам, в том числе и стеклам; следовательно, структура эта гипокристаллическая. Пилотакситовая структура (текстура) характеризуется тем, что основная масса состоит главным образом из лейст плагиоклаза, обычно без двойникового сложения. Когда основная масса состоит главным образом из микролитов полевых шпатов (санидина), образующих флюидальные потоки (стекло может и отсутствовать), структура носит название трахитовой. Микролиты санидина располагаются более или менее параллельно друг к другу и как бы обтекают более крупные кристаллы и вкрапленники, присутствующие в породе, подобно бревнам, передвигающимся по течению реки. Если микролиты полевого шпата располагаются в полном беспорядке, получается микролитовая структура. Структура называется андезитовой, когда основная масса состоит из микролитов, преимущественно полевого шпата, в виде как бы войлока, и зернышек других минералов, промежутки между которыми заполнены стеклом (табл. XI, рис. 3).

Своеобразный характер носит сидеронитовая структура, наблюдаемая в некоторых пироксенитах: рудный минерал образует как бы сетку, в которой пустоты выполнены пироксеном. Это напоминает структуру, которая наблюдается в метеоритах (палласитах).

Среди структур, обусловленных расположением минералов внутри породы, различают структуры флюидальные и шаровые. Первые получаются, когда составные части породы располагаются как бы в виде потоков, соответственно течениям, существовавшим внутри магмы во время ее остывания. Вторые могут быть нескольких родов. Иногда встречаются граниты, диориты и другие магматические породы, состоящие из шаров, в которых отдельные скорлупы имеют неодинаковое сложение (табл. IV); в других случаях (например, турмалин в некоторых гранитах) составные части шаров располагаются радиально-лучисто.

Степень выполнения пространства минералами обуславливает, в свою очередь, определенные структуры (текстуры) магматических пород, именно компактные и пористые.

К числу пористых текстур относится также пемзовая текстура, характерная для пузырчатых пемз и туфовых лав; она образовалась благодаря энергичному вспениванию лавы при ее излиянии.

Размеры пор могут быть различны, как и относительная толщина стенок между ними: от крупных с толстыми стенками у шлаков до мельчайших с тончайшими стенками у пемз.

Если пустоты заполняются вторичными минералами, получается миндалевидная или мандельштейновая текстура.

В том случае, когда пустоты, образовавшиеся при кристаллизации магмы, например гранитной, невелики и в них вдаются мелкие кристаллы минералов, входящих в состав породы, получается миаролитовая текстура.

Первичные деформации в породе, происходящие во время ее кристаллизации, носят название протокристаллических текстур; Вейншенк выделил их под названием пьезокристаллических структур.

При образовании того или иного рода структур и текстур имеет большое значение переохладение застывающей магмы.

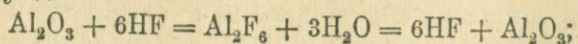
Насколько важное значение при кристаллизации магм имеют минерализаторы, доказано экспериментальными работами преимущественно французских минералогов: Добре, Фуке и др. Ряд минералов, как например, кварц, ортоклаз, мусковит, амфиболы, нельзя получить при отсутствии минерализаторов, к которым относятся хлористые и фтористые щелочи, вольфраматы, углекислые щелочи, водяные пары, углекислота и др. Основная роль минерализатора сводится к следующему:

1. Вещество минерализатора входит в состав самого минерала. Так, корунд получается при взаимодействии  $AlF_3$  и  $H_2O$  или  $B_2O_3$ ; Дельтер получил литиевую слюду, сплавив андалузит,  $SiF_4$ ,  $KF$  и  $AlF_3$  с небольшим количеством  $LiOH$ ; апатит  $Ca_5(PO_4)_3Cl$  кристаллизуется из сплава фосфата и поваренной соли.

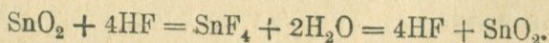
2. Минерализатор по отношению к образуемому минералу играет роль растворителя. Так, оливин кристаллизуется при сплавлении  $SiO_2$  и  $2MgO$  в присутствии хлористого магния.

3. Минерализатор играет роль в промежуточной реакции, по окончании которой снова выделяется. Так, аморфный глинозем под действием плавиковой кислоты и водяного пара переходит в кристаллический корунд; аморфная  $SnO_2$  в присутствии тех же минерализаторов переходит в кристаллический оловянный камень. Формулы реакций следующие:

для корунда



для оловянного камня



Роль летучих веществ при образовании минералов ясно видна из состава минералов, присутствующих в метаморфизованных известняках Монте-Соммы:

Апатит (F, Cl, P)	Скаполит (Cl)
Хондродит (F)	Содалит (Cl)
Клиногумит (F)	Цинковая обманка (S)
Плавиковый шпат (F)	Свинцовый блеск (S)
Везувиан (F)	Гаюин (S)

С летучими веществами связаны также другие минералы: турмалин (B, F), датолит (B), аксинит (B), топаз (F, OH), шеелит (W), титанит (Ti), перовскит (Ti), щелочные амфиболы (F, OH), слюды (F, OH), амфиболы (OH) и т. д.

Катакластические структуры (текстуры) (табл. V, рис. 1) обусловлены тем, что после кристаллизации горная порода подвергается действию горообразующих сил, если она находится на сравнительно небольшой глубине. Кварц в таком случае приобретает сперва волнистое угасание: различные части зерен угасают не одновременно и при вращении столика микроскопа угасание проходит через зерно как бы в виде волны. При более сильно выраженном механическом воздействии зерно кварца распадается на ряд зерен, отделенных друг от друга частью резко, частью не особенно резко, и угасающих не одновременно или не вполне одновременно. Наконец, все зерно или часть его распадается на особо мелкие зерна, в общем изометричные. Получается торцовая структура, напоминающая по своему виду двойниковую мостовую. Точно так же изгибаются плагиоклазы; двойниковые полоски в них ломаются и смещаются одни по отношению к другим. Затем полевые шпаты превращаются в более или менее мелкозернистый агрегат. Также могут превратиться в такие же агрегаты листочки слюд, сперва изогнутые, иногда довольно сильно. Если все минералы преобразуются в тонкозернистый агрегат, структура носит название милонитовой. В конечном результате может получиться структура, при которой отдельные минералы почти неразличимы и порода напоминает глинистый сланец с довольно резко выраженной сланцеватой структурой. Структура особенно тонко распыленной породы носит название ультрамилонитовой.

Псевдопорфировой обычно называют структуру, которая кажется порфировой, хотя на деле имеется только одна генерация минералов. Тот же термин применяется для обозначения вторичной (катакластической) структуры, когда отдельные более крупные зерна имеют вид вкрапленников в мелко дробленной основной массе пород.

#### ОТДЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

При кристаллизации и дальнейшем охлаждении в магматических породах образуются трещины, дающие начало различным типам отдельности. Условия кристаллизации и охлаждения глубинных и излившихся пород не вполне одинаковы. В глу-

бинных породах затвердевание происходит при давлении сверху пород, оказывающих сопротивление поднятию магм; они могут подвергаться во время кристаллизации также действию горообразующих сил (пьезокристаллизация). Излившиеся породы затвердевают при давлении, близком к атмосферному. Очевидно и формы отдельности не будут вполне одинаковы в глубинных и излившихся породах.

Как показали тщательные многолетние исследования Клооса в области гранитных массивов Германии, можно различать несколько видов трещин и связанной с ними отдельности.

Во время кристаллизации магмы пластинчатые (биотит) и таблитчатые (полевые шпаты) кристаллы могут располагаться под влиянием сжатия либо горизонтально (действие тяжести), либо вертикально (боковое давление). При этом образуются две системы трещин отдельности: 1) горизонтальные, обычно сводчатой формы, вызванные вертикальным давлением; 2) вертикальные, вызванные горообразованием. Глубинные породы дают начало пластовой, плитообразной, матрацевидной отдельности. Обе системы трещин, обусловленные сжатием, облегчают разработку массивов глубинных пород.

Перпендикулярно к вертикальным трещинам сжатия направлены поперечные плоскости, по которым нередко проникают порфириды, аплиты, пегматиты, образуя дайки, в то время как в трещинах сжатия находим только жилы аплитов и пегматитов (жилы выпотевания). В противоположность трещинам сжатия, которые образовались во время кристаллизации, во втором случае мы имеем трещины разрыва, которые обусловлены растяжением. В некоторых случаях трещины разрыва могут оставаться незаполненными, например в габброноритовых породах Вольни. Не всегда трещины достаточно отчетливо выражены, с чем связано отсутствие параллелепipedальной отдельности в ряде глубинных пород. Это затрудняет их разработку.

Различают отдельность пластовую, когда имеются горизонтальные трещины, разделяющие породу как бы на пласты. Если к этим трещинам присоединяются вертикальные трещины, порода разделяется на параллелепипеды (параллелепipedальная отдельность) [табл. VI, рис. 1]. Глыбовая отдельность получается, если порода распадается на неправильной формы глыбы.

В излившихся породах, в которых давление вышележащих пород обычно отсутствовало и не проявлялось влияние горообразующих сил, формы отдельности связаны главным образом с охлаждением. Образуется одна система горизонтальных трещин отдельности, более или менее параллельных поверхности потока, покрова, купола и т. д., и другая система из двух или трех трещин, перпендикулярных к первым, образующих обычно углы, близкие к  $120^\circ$ . В результате получается особенно характерная для ряда излившихся пород, между прочим для анде-

зитов, базальтов и др., столбчатая отдельность, в виде шестигранных, иногда пяти- или четырехгранных столбов. Шаровая отдельность получается в том случае, когда концентрические трещины разделяют породу на шары большей или меньшей величины. В лавах, застывающих на дне моря, образуется подушечная отдельность (табл. VI, рис. 2).

Ложная шаровая отдельность получается в результате того, что по многочисленным трещинам отдельности, пересекающимся друг с другом под прямыми углами, проникают растворы, вызывающие выветривание данной породы (например, диабаз). Углы параллелепипедов округляются, и внутри них сохраняется иногда шаровидная масса малоизмененной породы (табл. VII, рис. 1).

При разрушении по трещинам отдельности нередко образуются „моря скал“ (табл. VII, рис. 2).

### ФАЗЫ И ФАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Горные породы, излившиеся или затвердевшие на больших или меньших глубинах, с течением времени изменяются, причем эти изменения обусловлены в первую очередь теми горообразовательными процессами, которые захватывают области распространения этих пород. Они изменяются частью под действием давления, частью в процессе передвижения частей горных пород и раздробления их. Большую роль в изменении ранее образовавшихся горных пород может играть также и проникновение в область их развития новых пород.

В результате воздействия различных агентов в ряде случаев стекловатые породы раскристаллизуются, превращаясь в мелкокристаллическую массу. Так, например, образовался ряд кислых пород, состоящих из кварца и полевого шпата. В основных породах, обычно богатых окислами магния и железа, такие первичные минералы, как роговые обманки или пироксены, преобразуются в зеленые вторичные роговые обманки или в хлорит, и вся порода приобретает зеленоватую окраску, отличную от серой или черной окраски первичной породы. Такого рода изменения магматических пород, вызванные воздействием на них в первую очередь различного рода эндогенных процессов, получили название фаз.

Излившиеся породы характеризуются несколькими основными фазами. В первичную фазу в трахитах или липаритах сохраняется стекловидным санидин; исключительную свежесть сохраняют пироксены (авгит), биотит, за исключением случаев оплавления с образованием черных каемок вокруг его листочков; сохраняется почти совершенно неизменным стекло, если такое присутствует.

Если эти породы не опускаются в более глубокие горизонты и не прикрываются более юными осадками, они постепенно изменяются, проходя так называемую диагенетическую

фазу, в которую происходит по преимуществу разрушение горной породы, обусловленное выветриванием. Породы приобретают бурый цвет, полевые шпаты растрескиваются и переходят в агрегат серицита, каолинита; иногда появляется в незначительном количестве хлорит. При слабом выветривании, несмотря на то, что они образовались, например, в палеозое, породы сохраняют характер лав, мало отличающихся от лав современных или недавних извержений. Морозевич, изучая такого рода излившиеся породы в Приазовье, назвал их соответственно палеоандезитами, палеотрахитами и т. д., в одном слове указывая на сходство с современными породами (лавами) и в то же время указывая приставкой „палео“ на древний возраст породы.

Если же породы подвергаются в областях геосинклиналей более или менее значительному воздействию горообразующих сил, они проходят фазу образования серицита и одновременно хлорита и приобретают характерную зеленоватую, частью интенсивно зеленую окраску. При этом происходит полное расстеклование породы; в таком случае говорят о зеленокаменной фазе.

Вторичные изменения пород далеко не всегда обусловлены явлениями выветривания и не всегда носят поверхностный характер гипергенеза. Очень часто процессы изменения пород протекают под влиянием поствулканических агентов — горячих растворов и паров, например переход пироксенов в амфиболы, образование пертитов и др.

Глубинные (абиссальные) породы проходят те же фазы, с той разницей, что первичная и диагенетическая фазы совпадают, зеленокаменная фаза проявляется часто в слабой степени. Первичная фаза обычно заканчивается ранее достижения магмой поверхности земли, во время размыва не сохраняется, так как породы подвергаются более или менее значительному диагенезу.

Что касается гипабиссальных пород, то они, образовавшись на сравнительно небольших глубинах, при особенно быстром размыве в высокогорных областях, например в Андах, в Средней Азии, местами на Кавказе и т. д., могут частью прекрасно сохранять первичную фазу и поэтому в своем составе могут сохранять неизмененные полевые шпаты, слюды и другие первичные минералы.

При диагенетическом процессе основные породы, более устойчивые, приобретают зеленоватую окраску, кислые — приобретают красноватую окраску. Проходя через различные фазы, минералы, входящие в состав пород, испытывают разнообразные превращения; темноцветный минерал авгит переходит в прорастающую или обрастающую его роговую обманку; полевые шпаты теряют свою первичную прозрачность и становятся мутными, с выделением из калиевого полевого шпата избытка натриевого полевого шпата в виде так называемых пертитовых вростков.

Под фациями понимают различия горных пород, связанные с различными физико-химическими условиями кристаллизации магмы. Обычно различают три фации в магматических породах: абиссальную (глубинные породы), гипабиссальную (полуглубинные породы) и эффузивную (излившиеся породы). Между ними существуют всевозможные переходы.

Кристаллизация пород абиссальной фации проходила при особенно благоприятных условиях (высокая температура, мощный покров вышележащих пород, задерживающий остывание магмы, высокое давление, задерживающее выделение газов). Они характеризуются особенно высокой кристаллизацией, массивностью, реже заметна флюидальная структура, иногда с порфиридным сложением, а при одностороннем давлении — более заметно гнейсовидное сложение; в процессе ассимиляции соседних пород они приобретают пятнистость, связанную с растворением ксенолитов, т. е. посторонних включений. Типичными для этой фации являются граниты, сиениты, диориты. Породы такого рода отличаются равномерной структурой и однообразным составом на значительных расстояниях (известны гранитные массивы, занимающие площади до 40 000 км<sup>2</sup>). Образуют крупные штоки, батолиты, массивы.

Породы гипабиссальной фации отличаются значительным разнообразием состава и структуры в одном и том же массиве. Размеры их обычно меньше, поэтому их часто называют малыми интрузиями.

Так как эти породы охлаждаются значительно быстрее, чем глубинные, многие первичные минералы сохраняются в них почти без перемен. Поэтому мы нередко находим в них санидин вместо ортоклаза, стекловидные плагиоклазы вместо матовых (например, в так называемых волынитах юга Украины, по берегам р. Кальмиуса), совершенно неизменные заместители полевых шпатов (например, нефелин), щелочные роговые обманки и пироксены. Структура нередко носит переходный характер: от массивной и равномернозернистой к миаролитовой (пустоты, иногда выполненные плавиковым шпатом, трещины, выполненные, например в нефелиновых сиенитах, канареечно-желтым канкринитом или синим содалитом). Часто структура порфиридная до порфировой, в ряде случаев резко флюидальная, в основных породах нередко переходящая в монцитовую, на-глаз трудно различимую (чрезвычайно резко выраженный идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату), офитовую (диабазовую). Сюда относятся такие породы, как габбро, пироксениты, перидотиты, монцититы, ряд щелочных пород, в том числе щелочных сиенитов и близких к ним пород, нефелиновые, содалитовые и иные сиениты. Характерные для них формы залегания — лакколиты, штоки, дайки различной мощности, пластовые жилы.

Наконец, породы эффузивной фации отличаются резко выраженной порфировой структурой и тонкозернистой до сте-

кловатой основной массой. Лишь основные породы этой фации также могут быть в ряде случаев более или менее крупнозернистыми, хотя и не настолько, как это характерно для пород других фаций. Нередко присутствует, главным образом в кислых излившихся породах, стекло.

### КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Современные классификации магматических пород находятся еще в стадии развития и далеко не удовлетворительны. Среди них можно различать классификации минералогические и классификации химические. Наиболее удобной в настоящее время является классификация горных пород, основанная на минералогическом составе, тем более, что минералогический состав является непосредственным отражением химического состава. При классификации и выборе номенклатуры горных пород большие затруднения представляет то, что между различными породами имеются постепенные переходы. В последнее время предложены новые классификации горных пород, основанные на химическом составе, и самая номенклатура пород совершенно преобразована. Такого рода классификация, созданная американскими петрографами, не нашла почвы для своего дальнейшего развития и, являясь крайне искусственной, не может быть принята в том виде, в каком она существует в настоящее время.

Среди магматических пород мы можем различать глубинные, полуглубинные (малые интрузии) и излившиеся, причем каждой из глубинных пород может соответствовать сходная с ней по составу полуглубинная или излившаяся порода. Но наряду с этими породами имеются магматические породы, встречающиеся в небольшом количестве, тесно связанные в большинстве случаев с глубинными породами. Эти породы являются продуктами расщепления первичной магмы того или иного состава или образуются на краях массивов глубинных пород. Так как эти породы очень часто образуют жилы сравнительно небольших размеров, они получили название жильных. Они стоят несколько особняком от излившихся и глубинных пород. С другой стороны, это название сохраняется в настоящее время некоторыми петрографами для большего удобства в описании и классификации ряда второстепенных пород.

Наиболее целесообразно при делении горных пород пользоваться наиболее наглядным признаком, в то же время имеющим генетическое значение. Таким именно признаком и будет признак минералогический по той причине, что он является наиболее полным отражением не только химического состава породы, но и тех условий, в которых порода образовалась. Следовательно, этот принцип имеет преимущество перед чисто химическим. Пользуясь микроскопом, при современном состоянии кристаллооптики мы можем в ряде случаев легко определять

количественный минералогический состав, а тем самым одновременно и химический состав породы.

Большое значение имеют также и структурные особенности, отражающие условия кристаллизации магм. Различные в породах глубинных и излившихся, эти особенности также могут служить очень надежным генетическим признаком, дающим возможность вводить дальнейшие, более дробные подразделения пород. Большое значение имеют и вопросы рудообразования.

Изучение пород показывает, что имеются некоторые чрезвычайно характерные химико-минералогические признаки, которые могут быть положены в основу классификации.

Классификация генетического характера предложена была Шендом. Он различает три основные группы пород, в зависимости от того, насыщены ли были магмы кремнекислотой, если были насыщены, то в какой степени, если не были насыщены, то какие именно окислы преобладали в ненасыщенной кремнекислотой магме — щелочные или же магнезиально-железистые. В результате он делит породы следующим образом:

1. Пересыщенные — со свободной кремнекислотой, находящейся в избытке в виде кварца (например граниты).
2. Насыщенные — почти без кварца и без нефелина, лейцита, оливина и других ненасыщенных минералов (например, сиениты, безоливиновые габбро).
3. Ненасыщенные — со свободными ненасыщенными минералами (оливиновые габбро, перидотиты, нефелиновые сиениты и т. д.).

Среди последних он различает три подгруппы:

- 1) ненасыщенные с  $MgO$ ,  $CaO$  и  $Al_2O_3$ ;
- 2) ненасыщенные с щелочами;
- 3) ненасыщенные с щелочами и  $MgO$ ,  $FeO$  и  $Al_2O_3$ .

Большое классификационное значение имеет относительное содержание кремнекислоты и других окислов. Кремнекислота оказывает большое влияние на кристаллизацию магмы. В случае малого содержания летучих компонентов, в первую очередь воды, кислые магмы кристаллизуются с большим трудом: получаются стекловатые породы — риолитовые стекла (пехштейн, обсидиан, пемзы и др.). В то же время магмы основные, несмотря на почти полное отсутствие летучих компонентов (воды), при остывании хорошо кристаллизуются и дают часто крупнокристаллические породы. Вулканические стекла из основных (базальтовых) магм получают сравнительно редко (тахилиты).

Большое значение среди породообразующих окислов имеет также глинозем, входящий во многие силикаты.

При большом содержании в магме щелочей глинозем входит в состав полевых шпатов и их заместителей, отчасти также в состав некоторых железисто-магнезиальных минералов (амфиболов, пироксенов и слюд).

В некоторых породах содержание глинозема опускается до нуля (перидотит). В основных породах, в связи с содержанием

в них плагиоклазов, богатых анортитом, содержание глинозема повышается до 20%.

Очень большое значение для классификации горных пород имеет относительное содержание  $MgO$ ,  $FeO$  и  $Fe_2O_3$ , незначительное в породах кислых, значительное в породах основных и в особенности ультраосновных. Основную роль они играют в оливинах, пироксенах, амфиболах, биотитах; в амфиболах к ним присоединяется  $Na_2O$ , в биотитах —  $K_2O$ .  $CaO$  играет двойную роль („двуликый янус“). Часть его соединяется с  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$  в темноцветных минералах, другая вместе с  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  идет на образование анортита. Особенно много  $CaO$  в основных породах; в кислых содержание  $CaO$  уменьшается, а в богатых щелочами сводится к десятым долям процента. Входя в состав некоторых пироксенов и амфиболов,  $CaO$  в биотитах отсутствует.

Для классификации горных пород исключительное значение имеет также относительное количество щелочей —  $Na_2O$  и  $K_2O$ .  $Na_2O$  вместе с  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  входит в состав альбита и, следовательно, плагиоклазов, в особенности кислых. Кроме того,  $Na_2O$  входит в состав заместителей альбита (нефелина и др.).  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  и  $K_2O$  входят в состав ортоклаза и его заместителя — лейцита.

Главные светлые минералы можно расположить следующим образом: калиевые силикаты (ортоклаз, микроклин, лейцит); натровые силикаты (альбит, нефелин); силикаты натрия и кальция (группа плагиоклазов); кальциевые силикаты (анортит). В горных породах, содержащих особенно большое количество щелочей, последние входят в состав эгирина, щелочных амфиболов (рибекит, арфведсонит и др.).

Второстепенное значение имеют  $TiO_2$  и  $MnO$ . В особенно больших количествах  $TiO_2$  присутствует в некоторых базальтах острова Пантеллерия, в титан-авгите некоторых базальтовых пород Приазовья.  $P_2O_5$  присутствует в значительных количествах в некоторых основных щелочных породах.

Кислород, кремний, алюминий, железо, магний, кальций, натрий, калий составляют 99% всех магматических пород, в том числе один только кислород — 46,4%. При исключительно сложном химическом составе, магматические породы отличаются сравнительно очень малым числом присутствующих в них породообразующих минералов, к которым относятся кварц, полевые шпаты, пироксены, оливины, обыкновенные роговые обманки, биотит. Огромное большинство наиболее распространенных пород характеризуется различиями в относительном содержании этих именно минералов.

Среди главных породообразующих минералов легко различаются по окраске (а под микроскопом большей частью также и по показателям преломления) группы минералов темных и светлых, т. е. минералы мафические (оливины, пироксены, амфиболы, биотит) и салические (плагиоклазы,

ортоклаза, их заместители и кварц). В зависимости от относительного количества темных и светлых минералов различается и окраска самих магматических пород.

В общем, наиболее темно окрашены ультраосновные и основные породы, с особенно малым содержанием кремнекислоты и большим содержанием железа (перидотиты, габбро), наиболее светло-кислые породы (граниты, риолиты, сyenиты, трахиты).

По цвету и по удельному весу одновременно Шенд предложил следующее деление магматических пород:

- Лейкократовые — содержат менее 30% темноцветных минералов
- Мезотипные — содержат 30—60% темноцветных минералов
- Меланократовые — содержат 60—90% темноцветных минералов

Тяжелые минералы имеют удельный вес более 2,8; часть тяжелых минералов обладает в то же время светлой окраской (топаз, корунд, андалузит и др.). Их обычно условно причисляют к группе темноокрашенных: по совокупности темноцветных минералов определяется „индекс окраски“ породы.

Обычно в состав магматических пород входит очень мало главных минералов, чаще всего от 3 до 6. Второстепенные минералы присутствуют в значительно большем числе, в особенности в щелочных породах, но относительное содержание их большей частью незначительно. В граните Дортмура подсчитано, например, свыше 20 акцессорных минералов. Характерное исключение — анортозит, иногда состоящий почти исключительно из одного минерала — плагиоклаза.

Магматические породы, содержащие один главный минерал, носят название мономинеральных.

Для главных минералов характерно то, что каждый из них может присутствовать в количестве от 0 до 100%.

Помимо минералов, продуктов кристаллизации магмы, могут присутствовать минералы, чуждые самой породе, захваченные магмой во время ее поднятия; они носят название ксенокристаллов. Так, в базальтах иногда встречаются чуждые их магме кристаллы кварца.

Минералогический состав магматических пород тесно связан с химическим составом родоначальной магмы. Обычно при вычислениях количеств минералов в магматических породах применяют так называемые стандартные минералы или, согласно терминологии Оллинга, миалы, т. е. упрощенные формулы минералов.

Состав стандартных минералов (норма) или миалов: ортоклаза —  $KAlSi_3O_8$ , альбита —  $NaAlSi_3O_8$ , анортита —  $CaAl_2Si_2O_8$ . Природные минералы (твердый раствор) имеют обычно более сложный состав, который носит название мода. Так например, модальный состав ортоклаза —  $(K,Na) AlSi_3O_8$  с примесью молекул  $CaAl_2Si_2O_8$  и молекул бариевого целезиана. При застывании одной и той же магмы в зависимости от физико-химических условий могут образоваться различные минералы, и соответству-

ющие породы поэтому также будут иметь не вполне одинаковый минералогический состав. Явления такого рода носят название гетероморфизма.

Биотит + кварц  $\longleftrightarrow$  ортоклаз + гиперстен (оливин) + магнетит

Роговая обманка  $\longleftrightarrow$  авгит + ортопироксен

Роговая обманка  $\longleftrightarrow$  ортопироксен + оливин + плагиоклаз

Авгит  $\longleftrightarrow$  основной плагиоклаз + оливин + диопсид + магнетит

Биотит + ортоклаз + роговая обманка  $\longleftrightarrow$  лейцит + оливин + энортит + магнетит

Биотит + плагиоклаз  $\longleftrightarrow$  ортоклаз + нефелин + авгит + магнетит

Плагиоклаз (натровый) + оливин + диопсид  $\longleftrightarrow$  нефелин + роговая обманка + плагиоклаз (основной)

Ортоклаз + нефелин + авгит  $\longleftrightarrow$  лейцит + плагиоклаз + мелилит + оливин.

Гатч и Уэллс, преподававшие раньше петрографию по системе Розенбуша, с разделением пород по содержанию калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, по присутствию или отсутствию кварца, по присутствию или отсутствию фельдшпатоидов, отказались от этой системы и пошли по линии применения принципа Шенда с разделением магматических пород по степени насыщения магмы кремнекислотой.

В свое время Царкель и Розенбуш создали традицию применения в петрографии геологического фактора с разделением пород на три группы: абиссальные (большие интрузии), гипабиссальные (дайки и силлы) и эффузивные (потоки и покровы). В связи с такого рода представлениями одни и те же горные породы, состоящие из лабрадора и авгита, стали называться по-разному: габбро (1-я группа), долериты (2-я группа) и, наконец, базальты (3-я группа).

Создание такой классификации магматических пород, которая была бы легко усвояема и применима, а в то же время была бы универсальна — одна из самых трудных задач, стоящих перед петрографами.

Единой общепринятой классификации нет. Некоторые схемы, например Левинсон-Лессинга, основаны на химических признаках, другие, например Розенбуша, исходят из минералогических признаков. Ни те, ни другие не являются удовлетворительными. Химические классификации оставляют в стороне гетероморфизм, широко распространенный среди магматических пород. Пересчет химических анализов в терминах стандартных минералов (системы Кросса, Иддингса, Пирсона и Вашингтона, а также Озанна), разрушает индивидуальность горных пород и принимает во внимание только магму.

Из всего сказанного вытекает, что наиболее рациональна та классификация магматических пород, в основу которой положены одновременно и химико-минералогический, и геологический принципы, т. е. которая охватывает как особенности

состава и структуры горных пород, так и условия их залегания в земной коре. Все эти признаки очень тесно связаны между собой. Минералогический состав горных пород непосредственно связан с химическим составом магмы и самих пород, образовавшихся из этой магмы. Он зависит также и от физических условий охлаждения магмы и изменения давления, а понижение температуры и давления обусловлено в значительной степени геологическими факторами. Поэтому рациональная классификация магматических пород должна быть основана на генезисе горных пород и тех магм, из которых они образовались.

Геологические и физико-химические факторы обуславливают миграцию, распределение, концентрацию компонентов магмы, как жидких, так и газообразных, идущих на кристаллизацию породообразующих минералов. Отсюда вытекает и порядок кристаллизации всех минералов, как породообразующих, так и акцессорных, редких и редчайших, с одновременным распределением и накоплением рудных и нерудных полезных ископаемых.

Основы такого рода генетической классификации заложены были по существу еще Мишель-Леви и другими французскими петрографами. Ими впервые обращено было особое внимание на распределение кремнекислоты в магматических породах с разделением их на породы, обогащенные магниально-железистыми соединениями (темноцветными минералами), типа базальтов, и резко отличные от них богатые щелочами и кремнекислотой (светлоокрашенные), по преимуществу гранитные.

В дальнейшем мы будем пользоваться классификацией, которая вытекает из схемы Боуэна и сходна со схемой Лаппарана, но в то же время близка к схеме Розенбуша. Семейства пород расположены в ней в несколько ином порядке, чем у Розенбуша, но сохраняют в общем то же значение.

Так как самое существенное в генетической классификации — химический и минералогический состав породы, то в одну группу соединены все породы близкого состава, даже если они имеют различные структуры, породы глубинные и соответствующие им излившиеся. Отличаясь от глубинных физико-химическими условиями своего застывания, излившиеся породы связаны с ними часто непрерывными переходами. Образовавшись из одной и той же магмы, те и другие различаются лишь несущественно по минералогическому и химическому составу, что связано с иными условиями их затвердевания и кристаллизации.

Магматические породы делятся на четыре группы по содержанию темных минералов, известково-натровых полевых шпатов (плагноклазов), щелочных полевых шпатов и заместителей последних:

1. Породы, состоящие почти исключительно из темных минералов, по схеме Боуэна выделившихся первыми (оливины, ортопироксены). Щелочей мало; полевые шпаты и их заместители отсутствуют или их очень мало.

2. Породы с преобладанием плагноклаза или плагноклазовые.

3. Породы, богатые калиевым полевым шпатом, или ортоклазовые.

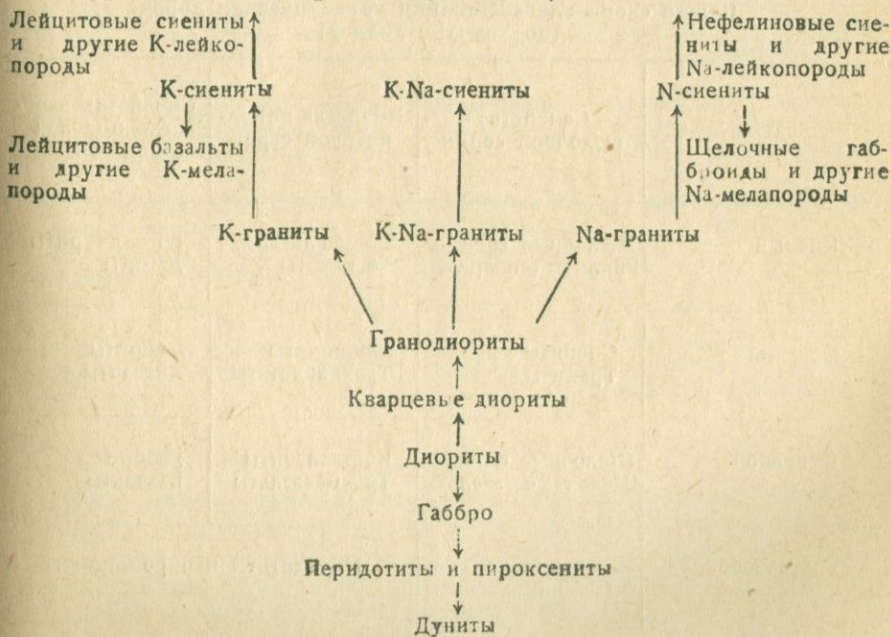
4. Породы, в которых содержатся заместители полевых шпатов, или фельдшпатитовые.

Дальнейшие подразделения основаны на присутствии или отсутствии кварца, на присутствии тех или иных минералов из числа главных.

Классификация, излагаемая в данном руководстве, которую можно назвать классификацией Лаппарана — Лучицкого, представлена на стр. 179.

Все группы пород связаны друг с другом постепенными переходами, иногда чрезвычайно тесно. Так, теснейшим образом связаны друг с другом как перидотиты и пироксениты, так и габбро и нориты. Поэтому некоторые петрографы (Заварицкий) предлагают объединить все эти породы в одну группу. Однако характерные различия по их минералогическому составу и по типам полезных ископаемых (или, что то же, различная концентрация определенных элементов) позволяют считать более правильным разделение их на две группы; иначе пришлось бы соединить в одну группу граниты с гранодиоритами и кварцевыми диоритами, граниты с сиенитами и т. д.

Генетические взаимоотношения горных пород, применяя реакционный принцип Боуэна и в связи с его последними схемами образования остаточных магм, можно изобразить в виде следующей схемы, построенной в свете гравитационной дифференциации (схема эта является генетическим обоснованием классификации Лаппарана—Лучицкого):



Кроме глубинных и излившихся пород, почти в каждую из выделенных групп входят также и жильные породы, как ашистовые, т. е. нерасщепленные, так и диашистовые. Ашистовые породы почти тождественны с теми глубинными, которые они сопровождают, отличаясь от них структурой. Диашистовые породы представлены двумя крайними типами: с одной стороны, лампрофировые, сравнительно бедные кремнекислотой и богатые железисто-магнезиальными окислами, с другой — аплитовые, сравнительно обогащенные кремнекислотой и обедненные окислами железа и магния. В минералогическом отношении диашистовые породы также приближаются к тем глубинным породам, с которыми они связаны.

Среди жильных пород выделяются пегматиты, образующие крупнозернистые жилы, по составу до известной степени близкие к тем глубинным породам, с которыми они генетически тесно связаны. Пегматиты нередко обладают эвтектической структурой.

Приведенные выше принципы рациональной классификации горных пород и исходных магм в полной мере не осуществлены ни в одной из имеющихся сейчас попыток этого рода. Для того чтобы читатель имел представление о различиях в классификациях отдельных авторов, ниже приводятся классификационные схемы Гатча и Уэллса, Лаппарана—Лучицкого, Левинсон-Лессинга, Гроута, Клооса, Ниггли (как для горных пород, так и для исходных магм).

Таблица 15

Общая схема классификации магматических пород  
(по Гатчу и Уэллсу)

Класс	Семейства щелочной серии	Семейства монцонитовой серии	Семейства известково-щелочной серии
Кислый	Щелочные граниты Риолиты (липариты)	Адамеллиты Тосканиты	Гранодиориты Дациты
Средний	Сиениты Трахиты	Монцониты Трахиандезиты	Диориты Андезиты
Основной	Щелочные габбро Щелочные базальты	Кенталлениты Трахибазальты	Габбро Базальты
Ультраосновной	Щелочные перидотиты и пироксениты	Перидотиты и пироксениты	

## Классификация Лаппарана—Лучицкого

Минералогический состав	Глубинные породы	Измившиеся породы (аналоги глубинных пород)
1. Полевые шпаты и их заместители отсутствуют или их мало	Перидониты и пироксениты	Пикриты и пикритовые порфириды
2. Полевой шпат — почти исключительно основной плагиоклаз	Габбро и нориты	Базальты, мелафиры, диабазы
3. Полевой шпат — почти исключительно средний плагиоклаз, без кварца	Диориты	Андезиты и порфириды
4. Полевой шпат — почти исключительно средний плагиоклаз, с кварцем	Кварцевые диориты	Дациты и кварцевые порфириды
5. Калиевый полевой шпат и плагиоклаз кислый с кварцем	Граниты и гранодиориты	Липариты, комендиты, кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры, частью дациты
6. Преобладает калиевый полевой шпат, кварц отсутствует	Сиениты	Трахиты, бескварцевые порфиры (ортофиры), кератофиры
7. Наряду с калиевым полевым шпатом присутствуют заместители полевых шпатов	Нефелиновые сиениты	Фонолиты, лейцитовые порфиры, нефелиновые (элеолитовые) порфиры
8. Щелочные полевые шпаты частично замещены нефелином, лейцитом и другими заместителями полевых шпатов	Эссекситы, тералиты и шонкиниты	Трахидолериты, тефриты, базаниты
9. Щелочные полевые шпаты полностью замещены их заместителями	Миссуриты и ийолиты	Лейцитовые и нефелиновые породы. Мелилитовые базальты, лимбургиты

**Химическая классификация Левинсон-Лессинга.** Левинсон-Лессинг различает 16 типов магм, которые могут получиться при расщеплении первичной магмы под влиянием тех или иных причин; каждую из магм он характеризует вполне определенной магматической формулой (табл. 17).

**Химическая классификация магматических пород  
Левинсон-Лессинга (1935 г.)**

	$\alpha$	$\overline{RO} : R_2O_3$ или $\overline{R}$	$R_2O : RO$ или $\gamma$
<b>Основная группа</b>			
<i>А. Ультраосновные породы</i>			
или гипобазиты (магмы несиликатные, моносиликатные или мейосиликатные) $\alpha < 1,3$			
<b>I. Магмы несиликатные</b>			
1. Сульфидолиты (магматические сульфиды Fe, Cu, Ni)	—	—	—
2. Ферролиты и шпинеллиты (магматические магнетит и титано-магнетит, хромит, ильменит)	—	—	—
3. Карбонатиты	—	—	—
4. Фосфатолиты (апатитовая порода)	—	—	—
<b>II. Магмы щелочно-земельные</b>			
а) Магмы сесквиоксидные			
5. Корундо-полевошпатовые и шпинелевые породы (кыштымит, плумазит)	0,35	0,28	1 : 7
б) Магмы, лишенные глинозема или бедные им			
6. Перидотиты	1,17	12	—
6а. Пикриты	1,28	5,46	1 : 30
7. Альнеит	0,98	6	1 : 16
7а. Меллитовый базальт	1,03	6,3	1 : 12,7
<b>III. Магмы промежуточные</b>			
(более или менее богатые глиноземом)			
8. Рудные габбро и пироксениты	1,26	3,5	1 : 21
8а. Рудные порфириты	—	—	—
9. Ультращелочные (алькалитоховые) габбро	1,14	3,5	1 : 38
9а. Алькалитоховые порфириты	1,34	2	1 : 1,5
10. Уртит	1,21	1,1	—
10а. <i>Базанитовая магма</i> (10а, 11, 12, 12а)	—	1,5—2,5	—
10а. Лимбургит и авгит	1,26	2,2	1 : 5,6
11. Нефелиновые базальты, базаниты и т. п.	1,20	} 1,5—2,5	1 : 3,3
Лейцитовые базальты, базаниты и т. п.	1,21		1 : 4,6

	$\alpha$	$\overline{RO} : R_2O_3$ или $\overline{R}$	$R_2O : RO$ или г
12. Мончикит	1,20	2,3	1 : 3,7
12а. Анальцимовый базальт	1,22	4	1 : 7
13. Камптонит	1,24	1,5	1 : 4,1
IV. Магмы щелочные			
14. Уртит	1,21	1,1	6,9 : 1
В. Основные породы или базиты (магмы моно-бисиликатные) $2,2 > \alpha > 1,3$			
V. Магмы щелочно-земельные			
а) Магмы, бедные глиноземом или лишенные глинозема			
15. Пироксениты и горнблендиты	1,83	>20	—
б) Магмы, более или менее богатые глиноземом			
Базальтовая (или габбровая) магма (16, 16а)			
16. Габбро, нориты	1,49	3	1 : 15
Гиперстениты	1,71	—	—
16а. Базальты, диабазы	1,63	2,5—3	1 : 6—1 : 8
17. Шонкинит, миссурит	1,60	5	1 : 1,5
18. Нефелиновое габбро (ийолит)	1,34	2	1 : 1,5
19. Эссекситы	1,58	2	1 : 3,4
19а. Тефрито-базальты	1,48	2,1	1 : 2,5
Мелафиры	1,9	2,3	1 : 3,6
20. Вогезиты	1,52	2,6	1 : 4,3
21. Габбро-сиениты (монзониты)	2,0	3	1 : 3,9
21а. Трахибазальты (трахидолериты)	2,0	3,5	1 : 4
22. Диориты	1,77	1,5	1 : 4,3
23. Лабрадориты, анортозиты	1,61	1	1 : 3
VI. Магмы промежуточные			
24. Тефриты	1,79	2,6	1 : 1,5
24а. Трахититы	1,79	1,25	1 : 1
25. Андезит-трахиты	2,07	1,4	1 : 1
VII. Магмы щелочные			
26. Нефелиновые сиениты	1,92	1	3,2 : 1
26а. Фонолиты	2,0	1	4,5 : 1
27. Тингуаиты	2,0	1,27	6 : 1
С. Средние породы или мезиты (магмы бисиликатные) $2,5 > \alpha \geq 2$			
VIII. Магмы щелочно-земельные			
28. Сиенит-диориты	—	—	—
28а. Андезиты и порфириты	2,2—2,4	1,4—1,7	1 : 2,8

	$\alpha$	$\overline{RO} : R_2O_3$ или R	$R_2O : RO$ или r
28b. Андезит-тефриты	2,17	1,38	1:1,8
29. Сиениты	2,34	1,8	1:2,2
29a. Порфиры и кератофиры	2,21	1,7	1:1,4
<i>IX. Магмы щелочные</i>			
30. Щелочные сиениты	2,55	1,51	1,56:1
30a. Трахиты	2,40	1,21	2,3:1
31. Теисбергиты (микроклиниты, ортоклазиты)	2,23 3,0	} 1	1,2:1
<i>X. Магмы щелочно-земельные</i>			
32. Кварцевые базиты (кварцевые габбро)	2,4	1,7	1:2,1
<i>D. Кислые породы или ацидиты</i> (магмы полисиликатные или плейстосиликатные) $\alpha \geq 2,5$			
<i>XI. Магмы щелочно-земельные</i>			
33. Кварцевые диориты	2,8	1,5	1:2,4
33a. Санториниты	3,02	1,8	1:1,5
33b. Кварцевые порфириты	3,0	1,25	1:1,2
34. Банатиты	2,56	1,4	1:1,8
34a. Андезит-дациты	2,5	1,5	1:2,2
<i>XII. Магмы промежуточные</i>			
35. Адамеллиты (плаггиоклазовые граниты)	3,36	1,25	1:1,6
35a. Дациты и кварцевые порфириты	3,02	1,25	1:1,5
36. Граносиениты	2,94	1,35	1:1,2
<i>XIII. Магмы щелочные</i>			
37. Пантеллерито-граниты	3,50	> 1,5	1,7:1
37a. Пантеллериты	3,56	1,7	1,6:1
38. Гранититы	3,70	1,2—1,5	—
38a. Липарито-дациты	3,6	1,1	1:1
39. Нордмаркиты	2,68	1	4,5:1
39a. Окскератофиры	2,55	1	5,1:1
40. Граниты	3,91	1	1,7:1
40a. Липариты, кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры	> 4	< 1,25	2,5:1—4:1
<i>E. Ультракислые породы или гиперацидиты</i> $\alpha > 5$			
<i>XIV. Магмы щелочно-земельные</i>			
41. Грейзен	> 5	< 1,25	—
42. Аляскит	4,38	1	5:1

	$\alpha$	$\overline{RO} : R_2O_3$ или $\overline{R}$	$R_2O : RQ$ или $\gamma$
XV. Магмы щелочные			
43. Аплитовые граниты	5,5	1	5,2:1
43а. Кварцевые грорудиты и ультракислые кератофиры	5,68	1	10 : 1
XVI. Магмы, совсем или почти совсем лишенные оснований			
44. Кварцолиты	—	—	—

*Примечание.* Названия интрузивных пород набраны разрядкой, эффузивных — обыкновенным шрифтом.

Таблица 18

Содержание минералов в семействах магматических пород  
(по Гроуту, 1932 г.)

Семейства пород	Процент феррических минералов	Процент силикатных минералов
Пироксениты	Пироксен Оливин Руды } 95 до 98	5 до 2
Базаниты, фельдшпатовидный базальт	45	55
Габбро	Авгит Оливин Магнетит } 45 до 50	Лабрадор } 55 до 50
Диорит	Роговая обманка Авгит Магнетит } 35 до 45	Ортоклаз Андезин Кварц } 10 50 } 65 до 55 4
Кварцевый диорит	25	75
Монцонит	Роговая обманка Биотит } 15 до 40	Ортоклаз Андезин Кварц } 35 40 } 85 до 60 10
Гранодиорит	15	85
Нефелиновый сиенит	Эгирин Биотит } 15 до 20	Ортоклаз Альбит Нефелин } 25 35 } 85 до 80 25
Шонкинит	60	40
Сиенит	Роговая обманка } 20	Ортоклаз Альбит Другие } 35 40 } 80 5
Гранит	Биотит } 10	Ортоклаз Альбит Кварц } 30 30 } 90 30

Химическая классификация магматических пород, составленная  
Глоосом по Ниггли и Вольфу (1936 г.)

Серии	si	al	fm	c	alk	k	mg
<b>I. Кальциево-щелочный ряд</b>							
1. Гранитная магма							
Аплито-гранитная	518	46	8	5	41	52	24
Нормально гранитная	272	37	24	15	24	49	41
Опдалитовая	215	32	32	18	18	50	45
2. Диоритовая магма							
Трондьемитовая	350	42	12	11	35	23	27
Тоналитовая	200	33	33	22	12	40	50
3. Габброидная магма							
Нормально-габброидная	108	22	46,5	25	6,5	20	57
4. Анортозитовая магма	107	42	12	42	4	4	62
5. Ультрафемическая магма							
Пироксенитовая	98	3	65	32	0	0	85
Перидотитовая	53	0,5	99	0	0,5	?	89
<b>II. Натровый ряд</b>							
1. Натро-гранитная магма							
Натро-сиенитовая	—	—	—	—	—	—	—
Нордмаркитовая	250	41	15	5	39	35	28
2. Фойанитовая магма							
Лаурвикитовая	180	39	18	12	31	30	27
3. Эссекситовая магма							
	130	30	30	20	20	25	30
4. Тералито-натро-габброидная магма							
	74	16	45	19	20	18	37
5. Ультрафемическая магма							
	70	7	56	35	2	30	55
<b>III. Калиевый ряд</b>							
1. Кварц-сиенитовая магма							
	380	40	18	9	33	50	27
2. Нормально-сиенитовая магма							
	192	47,5	32	16,5	24	66	63
3. Монцонитовая магма							
	131	20,5	31,5	21,5	18,5	67	45
4. Шонкинитовая магма							
	105	17	46	24	13	60	65

## Классификация Ниггли

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
<i>A. Магмы известково-щелочного ряда</i>							
I. Лейкогранитовые							
1. Аплит-гранитовый	460	47	8	5	40	0,45	0,25
2. Иоземит-аплитовый	350	45	6	13	36	0,4	0,3
3. Энгадинит-гранитовый	380	43	13	8	36	0,5	0,25
4. Иоземит-гранитовый	350	43	14	13	30	0,45	0,3
II. Гранитовые							
5. Адамеллитовый	330	38	22	13	27	0,4	0,3
6. Тасна-гранитовый	300	36	28	9	27	0,45	0,35
7. Мойитовый	380	33	32	15	20	0,45	0,3
8. Нормально-гранитовый	270	34	29	1	24	0,4	0,35
9. Опдалитовый	225	32	32	18	18	0,45	0,45
III. Гранодиоритовые							
10. Нормально-гранодиоритовый	280	39	22	17	22	0,45	0,4
11. Лейкотоналитовый	220	39	24	21	16	0,5	0,3
12. Фарсундитовый	300	42	20	15	23	0,25	0,4
13. Лейкопелелитовый	200	38	21	24	17	0,2	0,4
IV. Трондьемитовые							
14. Натрогранит-аплитовый	450	47	7	4	42	0,2	0,2
15. Трондьемит-аплитовый	400	44	5	13	38	0,2	0,3
16. Кварц-диорит-аплитовый	420	46	4	15	35	0,2	0,3
17. Натроэнгадинитовый	400	43	15	3	38	0,25	0,25
18. Нормально-трондьемитовый	370	42	12	11	35	0,25	0,3
19. Натроралаквив	340	42	20	8	30	0,25	0,3
20. Лейкокварц-диоритовый	300	42	17	13	28	0,25	0,4
21. <i>si</i> -олигоклазитовый	380	44	8	20	28	0,15	0,4
V. Кварц-диоритовые							
22. Нормально кварц-диоритовый	225	32	31	19	18	0,25	0,45
23. Мелакварц-диоритовый	200	30	40	10	20	0,3	0,5
24. Пелелитовый	180	33	32	23	12	0,2	0,45
25. Тоналитовый	180	33	33	22	12	0,4	0,4
VI. Диоритовые							
26. Нормально-диоритовый	155	30	35	21	14	0,3	0,5
27. Лампродиоритовый	150	25	40	21	14	0,2	0,5
28. Орбитовый	135	27	42	21	10	0,2	0,5
VII. Габбро-диоритовые							
29. <i>si</i> -габбро-диоритовый	150	25	43	22	10	0,2	0,5
30. Нормально габбро-диоритовый	130	23	44	22	11	0,2	0,5
31. Мелагаббро-диоритовый	130	19	51	21	9	0,2	0,5
VIII. Габброидные							
32. Нормально-габброидный	108	21	51	22	6	0,2	0,5
33. <i>fm</i> -габброидный	80	24	54	17	5	0,2	Сильно варьирует

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
34. Эвкритовый	100	18	55	24	3	0,2	0,7
35. с-габброидный	100	25	46	25	4	0,1	0,7
36. Михаритовый	130	23	42	28	7	0,2	0,5
37. Пироксен-габброидный	100	23	41	32	4	0,2	0,7
IX. Лейкогабброидные							
38. Лейкомихаритовый	140	26	33	27	9	0,2	0,4
39. Ахнагаитовый	100	29	40	27	4	0,2	0,5
40. Кумбрантовый	200	27	31	27	15	0,3	0,3
41. Белугитовый	130	29	32	29	10	0,1	0,5
42. Оссипитовый	110	30	35	30	5	0,1	0,6
X. Плагиоклазитовые							
43. Олигоклазитовый	190	43	11	22	24	0,2	0,3
44. Андезинитовый	190	46	5	28	29	0,2	0,3
45. Лабрадор-фельзитовый	150	46	4	35	15	0,1	0,45
46. Анортозитовый	120	43	10	40	7	0,1	0,45
47. <i>si</i> -мелалпагиоклазитовый	220	35	15	35	15	0,1	0,6
48. Анортозит-габброидный	130	37	22	33	8	0,1	0,5
XI. Горнблендитовые							
49. <i>al</i> -горнблендитовый	120	19	61	15	5		0,7
50. Горнблендитовый	80	15	60	20	5		0,6
51. Горнблендит-перидотитовый	90	10	74	14	2		0,7
52. Диаллагитовый	90	17	78	23	2		0,7
53. Вебстеритовый	95	2	80	18	2		0,8
XII. Пироксенитовые							
54. <i>si</i> -пироксенитовый	125	13	50	30	7		0,7
55. Арьежитовый	80	19	49	31	1		0,8
56. Острантовый	60	18	53	27	2		0,6
57. Исситовый	65	14	53	30	3		0,5
58. Якупирангитовый	70	7	56	35	2		0,6
59. Пироксенитовый	90	9	59	28	4		0,7
60. Батукиловый	80	5	60	30	5		0,6
61. Косвитовый	63	3	66	31	0,5		0,7
XIII. Ортавгит-перидотитовые							
62. Ортавгитовый	95	4	90	5	1		Оч. вел.
63. Перидотитовый	60	5	90	4	1		То же
64. Рудоперидотитовый	15	6	91	2	1		" "
Б. Магмы натрового ряда							
XIV. Щелочногранитные							
65. Щелочногранит-аплитовый	450	46	6	3	45	0,3	0,1
66. Нормально-щелочногранитовый	400	41	15	3	41	0,3	0,2
67. Щелочносиенит-аплитовый (альбитовый)	280	43	8	7	42	0,3	0,2
68. Нордмаркитовый	280	41	15	5	39	0,3	0,15
69. Гибелитовый	260	35	21	9	35	0,3	0,15

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
XV. Эвизитовые							
70. Лейкоэвизитовый	300	30	20	7	43	0,3	0,2
71. Эвизит-грорудитовый	300	30	30	2	38	0,3	0,1
72. Эвизит-пантеллеритовый	320	23	35	2	40	0,3	0,1
73. Нормально-эвизитовый	320	22	42	3	33	0,4	0,1
XVI. Фойанитовые							
74. Умптекитовый	220	37	18	9	36	0,3	0,25
75. Нормально-фойанитовый	180	40	15	5	40	0,3	0,2
76. Лардалитовый	170	35	20	13	32	0,3	0,4
77. Тагитовый	150	32	22	18	28	0,2	0,3
78. Уртитовый	115	41	12	6	41	0,2	0,2
XVII. Луявритовые							
79. Тингуанитовый	170	36	15	7	42	0,2	0,15
80. Уртит-тингуанитовый	100	36	15	7	42	0,2	0,15
81. Мелатингуанитовый	160	30	23	7	40	0,1	0,15
82. Гренландитовый	135	29	23	6	42	0,1	0,1
83. Нормально-луявритовый	160	29	28	5	38	0,2	0,2
84. Тавитовый	130	20	32	8	40	0,1	0,2
XVIII. Субплагиофойанитовые							
85. Бостонитовый	230	46	12	2	40	0,3	0,3
86. Пуласкитовый	210	40	18	10	32	0,3	0,3
87. Эссексит-фойанитовый (раньше монзонит-фойанитовый)	175	39	18	12	31	0,3	0,3
88. Монмутитовый	100	36	17	17	30	0,2	0,25
XIX. Эссексит-диоритовые							
89. Ларвикитовый (раньше эссексит-диоритовый)	170	37	21	17	25	0,3	0,35
90. Касситовый	170	33	23	19	25	0,25	0,35
91. Рувиллитовый	140	37	20	23	20	0,2	0,4
XX. Натросиенитовые							
92. <i>si</i> -натросиенитовый	300	35	28	15	32	0,2	0,2
93. Нормально-натросиенитовый	160	32	28	12	28	0,2	0,3
94. Мэнаитовый	210	33	28	14	25	0,3	0,4
95. Нозикомбитовый	150	33	28	14	25	0,3	0,4
96. Меланатросиенитовый	140	26	39	12	23	0,2	0,3
XXI. Ийолитовые							
97. Нормально-ийолитовый	100	25	25	25	25	0,2	0,4
98. Мельтейгитовый	100	20	32	30	18	0,2	0,4
99. <i>c</i> -мельтейгитовый	120	17	27	38	18	0,2	0,3
100. Турьяитовый	70	15	33	41	11	0,2	0,5
101. Окаитовый	55	14	30	49	7	0,1	0,5
102. Муритовый	120	25	25	20	30	0,9	2

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
XXII. Эссекситовые							
103. Эссексит-акеритовый	175	30	30	20	30	0,3	0,4
104. Нормально-эссекситовый	130	30	30	20	20	0,3	0,4
XXIII. Тералитовые							
105. Нормально-тералитовый	110	21	38	23	18	0,2	0,45
106. Мелатералитовый	85	17	47	21	15	0,2	0,55
XXIV. Натрогабброидные							
107. Берингитовый	125	23	39	23	15	0,2	0,45
108. Мугеаритовый	135	24	42	18	16	0,2	0,6
109. Натролампросиенитовый	135	22	50	13	15	0,2	0,6
110. Эссексит-габбро-диоритовый (раньше эссексит-габброидный)	105	23	43	24	10	0,2	0,45
111. Эссексит-габброидный	95	20	49	21	10	0,2	0,5
XXV. Тералит-габброидные							
112. Габбро-мельтейгитовый	110	27	31	27	15	0,2	0,4
113. Нормально тералит-габброидный	105	24	38	25	13	0,2	0,5
114. Берондитовый	90	20	40	32	8	0,2	0,5
115. Турьяит-габброидный	100	24	33	32	11	0,2	0,5
XXVI. Габбро-тералитовые							
116. Нормально габбро-тералитовый	100	17	43	27	13	0,2	0,45
117. с-габбро-тералитовый	100	15	40	35	10	0,2	0,5
XXVII. Меланатрогабброидные							
118. Щелочно-якупирангитовый	95	8	52	33	7	0,3	0,4
119. Анкаратритовый	75	13	52	27	8	0,2	0,6
120. Везецит-польценитовый	50	9	55	30	6	0,3	0,7
121. Кауланитовый	100	13	55	22	10	0,1	0,6
122. Модлибовит-польценитовый	50	13	56	23	8	0,2	0,65
123. Щелочно-горнблендит-пироксенитовый	65	8	68	16	7	0,3	0,8
XXVIII. Щелочно-пироболловые							
124. Лузитанитовый	160	19	52	3	25	0,2	0,1
125. Роккалитовый	250	13	50	3	34	0,1	0,1
126. Щелочно-мафитовый	140	5	60	3	32	1	0,1
127. Натрогорнблендитовый	120	2	78	6	14	0,1	0,1
128. Пьенааритовый	130	16	29	35	20	0,2	0,2
129. Салитритовый	100	2	38	50	10	0,2	0,6

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
-----------	-----------	-----------	----------	------------	----------	-----------

## В. Магмы калиевого ряда

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
<b>XXIX. Лейкосиенит-гранитовые</b>							
130. Рапакиви	350	41	18	9	32	0,45	0,3
131. Граносиенитовый	260	39	18	11	32	0,4	0,3
<b>XXX. Ювитовые</b>							
132. Калинордмаркитовый	270	40	15	5	40	0,4	0,25
133. Лейкосиенитовый	190	39	18	11	32	0,5	0,3
134. <i>k</i> -гибелитовый	260	35	21	9	35	0,4	0,2
135. Калифойаитовый	170	39	14	11	36	0,5	0,25
136. Монцонит-сиенитовый	180	36	23	15	26	0,4	0,35
<b>XXXI. Аркитовые</b>							
137. Святоносситовый	190	30	20	24	26	0,4	0,3
138. Лейкосоммаитовый	160	32	21	19	28	0,5	0,4
139. Нормально-аркитовый	100	28	23	22	27	0,4	0,3
140. Бороланитовый	120	27	22	31	20	0,6	0,35
141. Весбитовый	100	23	18	39	20	0,8	0,8
<b>XXXII. Сиенит-гранитовые</b>							
142. <i>si</i> -сиенит-гранитовый	330	30	28	16	26	0,4	0,2
143. Нормально сиенит-гранитовый	250	30	29	13	28	0,5	0,4
144. Каммгранитовый	225	26	39	12	23	0,6	0,6
<b>XXXIII. Сиенитовые</b>							
145. Нормально-сиенитовый	180	30	30	12	28	0,5	0,4
146. <i>si</i> -камперитовый	185	28	37	12	28	0,5	0,4
147. Камперитовый	151	29	37	11	23	0,6	0,5
<b>XXXIV. Монцонитовые</b>							
148. Лейкомонцонитовый	180	37	25	17	21	0,4	0,4
149. <i>si</i> -монцонитовый	170	30	30	20	20	0,4	0,4
150. Нормально-монцонитовый	140	29	31	21	19	0,5	0,45
151. Соммаит-монцонитовый	140	28	33	25	14	0,6	0,55
<b>XXXV. Соммаитовые</b>							
152. Меаркитовый	150	22	34	22	22	0,6	0,4
153. Нормально-соммаитовый	115	24	34	25	17	0,5	0,5
154. Соммаит-оссипитовый	125	26	33	27	14	0,5	0,5
<b>XXXVI. Калидиоритовые</b>							
155. Вредефортитовый	250	28	42	18	12	0,5	0,4
156. Соммаит-диоритовый	135	23	42	24	11	0,4	0,55
157. Монцонит-диоритовый	135	27	38	22	13	0,4	0,5
158. Лампросоммаитовый	135	22	47	18	13	0,5	0,6
<b>XXXVII. Лампроитовые</b>							
159. Лампросиенитовый	150	23	46	13	18	0,6	0,6

	si	al	fm	c	alk	k	mg
160. Уйоминглампроитовый	165	18	41	14	27	0,8	0,75
161. Мурчиалампроитовый	140	17	52	13	18	0,6	0,75
162. Йогоит-лампроитовый	140	19	41	19	21	0,8	0,7
163. Юмиллитовый	110	13	60	14	13	0,7	0,8
164. Биотитовый	70	14	74	1	11	0,8	0,9
<b>XXXVIII. Шонкинитовые</b>							
165. Йогоитовый	145	22	40	20	18	0,5	0,55
166. Нормально-шонкинитовый	100	18	47	23	12	0,5	0,65
<b>XXXIX. Мелашонкинитовые</b>							
167. Кайанитовый	90	13	55	23	9	0,6	0,7
168. Калигорнблендитовый	100	14	60	17	9	0,4	0,8
<b>XL. Миссурит-альнеитовые</b>							
169. Шонкинит-миссуритовый	110	18	34	34	14	0,6	0,55
170. Нормально-миссуритовый	95	14	44	32	10	0,6	0,6
171. Антсогитовый	105	19	42	30	9	0,6	0,55
172. Калиполценитовый	80	13	47	34	6	0,6	0,6
173. Пироксенолитовый	80	13	40	43	4	0,6	0,6
174. Альнеитовый	50	10	43	40	7	0,6	0,6

Кроме того, имеются пираловые магмы:

1. Рагланитовая (рагланит)
2. Плумазитовая (плумазит, эунганонит).

## ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

### ГРУППА ПЕРИДОТИТОВ И ПИРОКСЕНИТОВ (ПЕРКЕНИТОВ)

Группа перидотитов и пироксенитов с их крайне редко встречающимися излившимися аналогами характеризуется тем, что они находятся в земной коре совместно с породами габ-броноритовой группы, по отношению к которой играют второстепенную роль.

Эти породы образованы почти исключительно фемическими, темноцветными магнезиально-железистыми минералами, занимающими верхнее место в левой ветви реакционной схемы Боуэна. Из фемических минералов главную роль в их составе играют оливины и пироксены, т. е. минералы, лишенные гидроксила и других летучих компонентов. Из этих минералов оливин является не насыщенным  $\text{SiO}_2$  и в случае малого содержания в нем fayalитовой молекулы отличается значительной

температурой плавления. Салических, светлоокрашенных минералов очень мало, или они отсутствуют совершенно. Обычно содержание их не превышает 10<sup>0</sup>%. Несмотря на это, в составе этих пород химический анализ все же обнаруживает присутствие салических окислов, распределенных частью среди фемических минералов.

Минералогический состав этих пород следующий.

**Первичные минералы:** главные — оливины, пироксены реже амфиболы, еще реже биотит, иногда магнетит, хромит; второстепенные — магнетит, ильменит, пирротин, хромит, пикотит, шпинель, корунд, гранат, основной плагиоклаз, платина, алмаз и др.

**Вторичные минералы** разной температуры образования: серпентин (антгорит и хризотил), уралит, хлорит, тальк, эпидот, кальцит и другие карбонаты, кварц, гидраты окислов железа, иногда также цеолиты.

Общее название этих пород — породы ультраосновные (гипербазитовые) или ультрабазиты (гипербазиты), так как они содержат много окислов щелочноземельных металлов и железа и сравнительно очень мало кремнекислоты.

Среди этих пород различают, в зависимости от главнейшего минерала или группы минералов, всегда в них присутствующих, или условий образования: 1) перидотиты — главные минералы — оливины; 2) пироксениты — главные минералы — пироксены (ромбические или моноклинные или те и другие одновременно); 3) горнблендиты — главные минералы — амфиболы; 4) биотититы — главный минерал биотит; 5) рудные базиты — главные минералы окисно-рудные; 6) пикриты — излившиеся аналоги ультрабазитов.

К перидотитам относятся ультраосновные зернистые породы, лишённые полевых шпатов и их заместителей и состоящие из темных минералов, среди которых преобладает оливин. В присутствии особенно большого количества пироксена получают пироксениты. Они представляют крайние члены дифференциации магмы и относятся к так называемым мономинеральным или анхимономинеральным горным породам (анхи = почти).

Эти породы тесно связаны обычно с породами группы габбро, представляя собой продукты концентрации их темных составных частей.

Перидотиты и пироксениты, то среднезернистые, то иногда крупнозернистые, обыкновенно окрашены в темнозеленый, темнобурый до почти черного цвета, редко светлозеленый.

Главными составными частями этих пород являются оливин и пироксены. Оливин иногда образует идиоморфные кристаллы, обычно же круглые или в большей или меньшей степени корродированные зерна, чаще всего зеленого цвета, с жирным блеском в свежем состоянии. В большинстве слу-

чаев он переходит в серпентин и приобретает темнозеленую, почти черную окраску. В шлифе оливин всегда безцветный или слабо желтоватый. Из пироксенов особенно часто присутствуют ромбические пироксены, диопсид, авгит, реже примешивается первичная роговая обманка.

Кроме того, могут иногда присутствовать биотит, гранат, шпинели, корунд. Часто присутствуют, иногда в значительном количестве, железорудные минералы — титанистый железняк, магнетит, на Северном Урале особенно часто также хромит, местами содержащий самородную платину. Встречается в перидотитах иногда также алмаз, по всем признакам образующийся при кристаллизации перидотитовой магмы. Среднее содержание магниально-железистых и рудных минералов в перидотитах и пироксенитах составляет около 80—90%. Структура обычно панидиоморфная, в богатых магнетитом разностях сидеронитовая, при которой аллотриоморфный магнетит как бы цементирует зерна силикатов.

Удельный вес перидотитов и пироксенитов непостоянный: 3,176 (Дэли); 3,30 (Бекке); иногда свыше 3,6.

Куплетский удачно предлагает разделять ультрабазиты (пироксениты и перидотиты) на группы, основываясь на содержании в них оливина:

	Содержание оливина
Дуниты (оливиниты)	100—85%
Пироксеновые оливиниты	85—70%
Перидотиты	70—30% —
Оливиновые пироксениты	30—10%
Пироксениты	10—0%

Дуниты (оливиниты) анхимономинеральны, состоят почти исключительно из оливина (в среднем 98,5% оливина и 1,5% хромита), иногда гортонолита, к которому примешивается в небольшом количестве пикотит (хромовая шпинель). Иногда дунит окрашен в светлозеленый цвет. Дуниты известны в горах Дун в Новой Зеландии, где они связаны с оливиновым габбро и серпентинитом.

Замечательны огромные дунитовые куполообразные массивы Северного Урала, прикрытые пироксенитами, переходящими в габбро. Наиболее крупными являются расположенные к северу от Свердловска массивы Тагила, Светлого и Вересового Бора, Косвинского Камня, Тылая, Денежкина Камня. У поверхности они серпентинизированы, с глубины 400—450 м серпентинизация исчезает. В них рассеяны скопления и зерна хромита. Структура отличается наличием миаролитовых пустот. При бурении выделялось большое количество газов, в составе которых присутствовали H (65,5%), N (20,7%), CH<sub>4</sub> (9,5%), O (3,3%).

Некоторые считают, что дуниты Урала выкристаллизовались из магматического расплава, содержавшего минерализаторы,

в результате дифференциации габброидной магмы, но не образовались путем аккумуляции выделяющихся при кристаллизации кристаллов оливина и хромита.

Уральский комплекс сложен, согласно Заварицкому, главным образом породами габбровой группы, среди которых преобладают габбро. Он рассматривает его как огромное лакколитообразное тело, возможно типа фэколита, с падением на восток. Кислые породы — граниты, гранодиориты и др. — обособляются местами на его восточной окраине, вероятно также и в верхних его частях. Наоборот, пироксенитовые и дунитовые массы находятся в нижних частях комплекса. Отсюда можно сделать вывод, что в процессе образования данного комплекса горных пород играла роль гравитационная дифференциация.

Сходные с уральскими дуниты имеются в Трансваале, где они залегают среди огромного норитового лополита Бушвелда. Нижняя часть этого лополита представляет собой дифференцированную серию пород от анортозитов до перидотитов; к последним приурочены дуниты, содержащие платину в верхней части. В то же время в центральной части развиты граниты. Дуниты Трансвааля отличаются содержанием сравнительно легкоплавкого гортонолита и небольших количеств диопсида и роговой обманки; они не поддаются серпентинизации.

Порода, названная маймачитом, аналогична дуниту, но отличается от него содержанием стекла.

Темноокрашенный крупнозернистый верлит и диаллаговые перидотиты состоят из оливина и авгита или диаллага. Известны в Венгрии, в окрестностях Волновахи около Марпуоля, на Северном Урале.

Лерцолит, от крупно- до мелкозернистой структуры, оливково-зеленого цвета, образован оливином, диопсидом и энстатитом, к которым присоединяются в незначительном количестве некоторые другие минералы, в том числе пикстит, гранат и др. Лерцолит выступает на Урале, в Пиренеях (Арьеж), Лигурийских Апеннинах и других местах (табл. VIII, рис. 1).

Гарцбургит (саксонит) состоит из оливина и ромбического пироксена (гиперстена, энстатита). Известен на Урале, в Финляндии, в Колорадо. В Орегоне он содержит никелевые руды.

Редко встречающийся роговообманковый перидотит (кортландит, шрисгеймит) состоит из оливина и роговой обманки, с примесью магнетита, шпинелей, пироксенов, биотита. Характерна структура его: более крупные зерна роговой обманки прорастают многочисленными округлыми зернами оливина (пойкилитовая структура). Выходы этой породы известны в Оденвальде (окрестности Шрисгейма), во многих местах Финляндии (с зеленой роговой обманкой), на Урале (табл. VIII, рис. 2).

Слюдяные перидотиты встречаются очень редко.

Среди пироксенитов (табл. VIII, рис. 3), состоящих главным образом из какого-либо пироксена, различают диаллагиты, гиперстениты, бронзититы; вебстерит характеризуется одновременным присутствием ромбического и моноклинного пироксенов, ариезит (Ширенеи) — присутствием диопсида и бронзита с шпинелью и гранатом. Все эти породы обыкновенно сопровождают породы габбрового характера. Пироксениты (диаллагиты) очень широко распространены на Урале, образуя массивы, особенно крупные у Качканара, в Синих горах, Таловских горах. Они состоят главным образом из диаллага с небольшой примесью оливина и магнетита.

Для пироксенитов характерно то, что они обычно образуют сравнительно небольших размеров участки, а также шпиры, как среди перидотитов и серпентинитов, так и в районах развития габбровых пород.

Совершенно второстепенную роль играют горнблендиты (табл. VIII, рис. 4). Эти темноокрашенные породы состоят в основном из роговой обманки, подчиненную роль играет биотит, пироксен, оливин.

Рудные ультрабазиты обычно образуют небольшие сегрегации в габбровых массивах, частью в виде жильных образований. К ним принадлежат, в частности, магнетитовые оливиниты — черные оливиновые породы, в большей или меньшей степени обогащенные магнетитом или титано-магнетитом, с содержанием  $TiO_2$  до 40% и выше. Иногда примешаны зерна шпинели. Структура их сидеронитовая (Качканар на Урале и др.).

Перечисленные разновидности ультрабазитов принадлежат к ряду щелочноземельных пород. Кроме того, известны представители щелочных ультрабазитов, тесно связанных с щелочными, в основном натровыми породами. Щелочные ультрабазиты будут рассмотрены в конце описания магматических пород.

К пикритам и пикритовым порфиритам относятся оливин-авгитовые породы, содержащие лишь незначительные количества полевых шпатов. В энстатит-пикритах клинопироксен заменен ортопироксеном, иногда примешан и биотит. Особенно для пикритов является пойкилитовая структура, заключающаяся в том, что на плоскостях спайности пироксена или роговой обманки рассеяны сравнительно мелкие округлые матовые зерна оливина, прорастающие первые два минерала, обладающие спайностью (табл. VIII, рис. 5). В химическом отношении пикриты характеризуются малым содержанием кремнекислоты, сравнительно значительным — глинозема (до 10%) и особенно значительным — окиси магния (от 15 до 30%). Содержание щелочей обычно ниже 2%. Удельный вес значительный: 2,8—3,0.

В общем пикриты занимают промежуточное место между богатыми оливином перидотитами и богатыми пироксеном пироксенитами.

Типичная порода алмазных воронок, кимберлит („синяя земля“), представляет собой брекчию, состоящую из обломков разнообразных горных пород, включенных в массу из серпентинита и карбонатов. Хотя весь или почти весь серпентинит образовался из оливина, все-таки, по мнению Шенда, это не серпентинизированный перидотит. По всем данным, это мелилитовый базальт, так как в дайках серпентинита, очень сходного с кимберлитом из Нью-Йорка и Пенсильвании, Смит установил присутствие мелилита. В оливиновых базальтах обычно присутствует всего 10—15% оливина, хотя в некоторых оливиновых базальтах типа „океанитов“ или пикритовых базальтов присутствует до 50%, иногда до 75% оливина, притом в кристаллах крупных размеров сравнительно с другими минералами. Эти разности, несомненно, представляют собой наиболее обогащенные кристаллами оливина части магмы.

Шенд считает, что перидотитовая магма не существует, а происходит процесс оседания кристаллов оливина, которые, накапливаясь в расплаве в достаточно большом количестве, застывают в виде аккумулятивной породы, аналогично анортозитам и многим перкритам.

Пикритовые базальты на поверхности и пикриты на глубине представляют стадии аккумулятивного процесса. Такие накопления кристаллов с трудом достигают поверхности. Поэтому пикритовые базальты встречаются редко, полностью отсутствуют лавы, состоящие исключительно из оливина или оливина и пироксена.

Наиболее крупный массив оливин-габбровых и перидотитовых пород — лополит Дулута (Миннесота, США), с вероятной мощностью до 6000 м, площадью 7200 км<sup>2</sup>, две трети которого, по Гроуту, состоят из оливинового габбро. В Монтане (США) лополит мощностью до 3300 м состоит в верхней части из норита и анортозита, в нижней — из прослоев бронзитита, перидотита и дунита, мощностью от нескольких сантиметров до 30 м (на 60 м по вертикали насчитано 77 таких прослоев). Огромная дайка Родезии (Южная Африка) имеет длину до 500 км, мощность в среднем около 8 км и почти вертикальное падение (см. рис. 73). Она состоит из разнообразных пород, начиная от норита до бронзитита, гарцбургита и серпентинизированного перидотита.

Интрузии оливиновых пород носят обычно гетерогенный характер. Их взаимоотношения легче всего объясняются процессами кристаллизационного фракционирования.

На Среднем Урале также резко проявляются переходы габбровых пород в одну сторону к диоритовым породам, в другую — к пироксенитам, перидотитам, дунитам. То же наблюдается и на Северном Урале (рис. 84).

Интрузии оливиновых пород тянутся часто полосами. Шенд приводит этому примеры: одна такая полоса тянется в восточной части Северной Америки вдоль цепей гор, в частности Аппалачских, от Нью-Фаундленда до Алабамы; другая — от Гватемалы

до Кубы, Испаньолы, Порто-Рико; продолжением последней зоны являются также серпентиниты в Кордильерах Венесуэлы и Колумбии. На Кубе один массив перидотита занимает площадь в 16 500 км<sup>2</sup>.

Вопрос о генезисе ультраосновных пород, в том числе и дунитов,

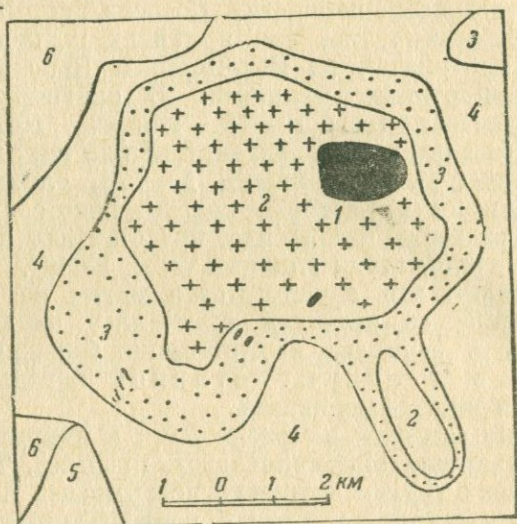


Рис. 84. Схема расположения оливковых пород в Нижнепавдинской копи. Урал. (По Дюпарку).

1—дунит; 2—пироксеновый перидотит; 3—меланократовое оливковое габбро; 4—нормальное оливковое габбро; 5—норит; 6—диабаз.

до настоящего времени остается нерешенным. Гесс (1938 г.) полагал, что существует перидотитовая магма, дающая после застывания перидотитовые жилы. Температура, при которой эта магма интродировала, была очень низкая благодаря присутствию летучих компонентов, в первую очередь воды (магматическое образование серпентина). Сосман при изучении обломка кокса, встреченного в виде включения в перидотите, установил, что температура интрузии этого перидотита была ниже 600°. Так как серпентинитовая магма богата летучими (вода), то продвижение ее к поверхности должно сопровождаться сильными взрывами, в результате которых, в частности, образовались и брекчиевидные кимберлиты. Они обычно заполняют огромные воронки взрывов, диаметр которых достигает свыше 850 м (первая алмазная копь около Претории). Интересно то, что воронки с кимберлитами располагаются вдоль мощных даек.

В общем для ультрабазитов характерно непостоянное содержание кремнекислоты, обычно колеблющееся в пределах 40—45%, и MgO, в дунитах достигающее 49%, а в более бога-

тых CaO разностях опускающееся до 12<sup>0</sup>/<sub>0</sub> и ниже. Очень непостоянно также и содержание CaO, опускающееся в присутствии особенно больших количеств MgO (следовательно оливина) до 0,5<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, иногда и ниже.

Содержание CaO особенно мало в дунитах, особенно много CaO в ариезитах, где CaO входит в состав авгита, богатого диопсидом. Очень мало (редко поднимаемая до 1<sup>0</sup>/<sub>0</sub> с небольшим) количество щелочей, в особенности K<sub>2</sub>O. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> обычно присутствует в незначительном количестве, редко поднимаемая выше 10<sup>0</sup>/<sub>0</sub>.

Таблица 21

Химические анализы ультраосновных пород (ультрабазитов)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.
1	39,07	0,22	0,37	1,29	11,86	45,08	0,68	0,07	—	0,10
2	42,80	—	—	—	9,40	47,38	—	—	—	0,57
3	40,03	0,0	0,57	0,0	8,29	48,80	0,0	—	—	1,28
4	36,89	—	0,44	3,87	5,63	43,70	0,90	0,32	0,0	7,73
5	44,94	—	4,84	4,64	6,75	23,16	14,70	—	—	1,44
6	50,41	0,48	4,98	2,75	7,42	18,07	14,26	0,48	0,20	—
7	39,54	0,67	8,42	3,21	8,44	21,46	5,40	0,39	0,14	8,42
8	42,94	—	10,87	3,47	10,14	16,32	9,07	0,90	0,15	6,09
9	41,56	0,37	13,58	4,31	9,29	20,98	4,13	1,17	0,34	3,97

Коэффициенты Ниггли

	si	al	fm	c	alk	k	mg
5	80	5	70	25	0	0	0,6
6	86	5	65	29	1	0,2	0,8
7	72	9	80	10	1	0,2	0,8
9	73	14	76	8	2	0,1	0,7

1—дунит. 2—дунит; горы Дун, Новая Зеландия. 3—дунит (05,0<sup>0</sup>/<sub>0</sub> Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), Нижний Тагил, Урал (с глубины 500 м). 4—дунит серпентинизированный; Таловские горы, Южный Урал. 5—верлит (0,76<sup>0</sup>/<sub>0</sub> Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); Косвинский Камень, Северный Урал. 6—пироксенит; Сибирь. 7—пикрит. 8—пикрит; Англия. 9—полевошпатовый пикрит; Алаверды, Армения.

Формы залегания обычные для глубинных пород. Ультраосновные породы образуют частью самостоятельные, иногда очень крупные (десятки километров в поперечнике) массивы; в других случаях они включены в виде отдельных линз, штоков,

сегрегаций среди габбровых пород, пироксениты — также и среди перидотитов. В редких случаях дуниты переслаиваются с перидотитами. Иногда ультрабазиты, в частности дуниты, образуют небольшие жилы, что связано с присутствием в ультрабазитовой магме также и летучих компонентов.

Отдельные перидотитовые массивы, например на Урале, достигают длины 180 км при ширине 13—18 км.

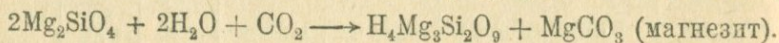
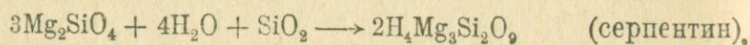
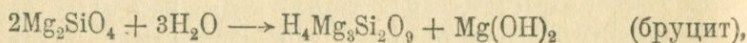
Редко наблюдаются потоки ультрабазитовых пород (пикритовые порфириты).

**Процессы изменения ультрабазитов.** Ультрабазиты довольно часто подвергаются значительному преобразованию по окончании их кристаллизации, которое часто носит характер автометаморфизма, т. е. связано с более или менее значительным изменением температуры в верхних частях массива и с влиянием летучих компонентов, в первую очередь воды.

Особенно часто преобразование ультрабазитов происходит путем замещения их серпентинитами (змеевиками), причем в первую очередь замещается оливин, реже также и пироксены, с образованием серпентина в виде то волокнистого хризотила, то листоватого антигорита. В районе развития хризотил-асбеста последний образовался за счет гарцбургитов, частью из безоливиновых пироксенитов.

Обычно серпентинизация происходит в конце магматического процесса под влиянием тех минерализаторов, которые выделяются из более глубоких горизонтов, где магма еще продолжает кристаллизоваться (процесс автометаморфизма), но ни в коем случае не является результатом выветривания. Она происходит частью и под влиянием гранитных интрузий.

В зависимости от того, какие именно вещества вызывают серпентинизацию магнезиальных силикатов (оливинов, пироксенов), различают процессы гидратизации, силификации, карбонатизации, которые развиваются согласно следующим уравнениям:



Действительно, в области развития серпентинитов имеются скопления в ряде случаев магнезита, иногда также бруцита (например, Снарум в Швеции, Киргиз-Ата в Алайском хребте).

То, что в основных магмах могут присутствовать минерализаторы, очевидно из присутствия в ультраосновных породах  $\text{OH}$ .

Серпентинизация оливиновых пород вызывается действием концентрированных растворов, содержащих кремнекислоту, щелочные карбонаты, хлористые соединения, углекислоту, вероятно и другие минерализаторы.

В том случае, когда процесс серпентинизации связан с действием гранитных магм на первичные ультрабазиты, можно различать, по Е. А. Кузнецову и Коптеву-Дворникову, следующие фазы смены одних минералов другими:

I. Фаза пневматолитовая: высокая температура вблизи магматического очага; минерализаторы проникают из гранитной магмы в перидотиты; происходит их перекристаллизация с образованием из оливина бронзита.

II. Фаза пневматолито-гидротермальная: развивается амфибол, частично также магнетит; позже образуются апатит, магнетит, шпинель, вермикулит (биотит).

III. Фаза гидротермальная: процессы хлоритизации, серпентинизации и карбонатизации.

Данные бурения дунитов Урала (Заварицкий, 1928 г.), однако, указывают на то, что давление задерживает процесс серпентинизации, поэтому на глубине 400—450 м серпентинизация отсутствует.

Серпентинитовые породы обычно плотные, матовые, с занозистым изломом, желтовато-зеленые, грязно-темнозеленые в присутствии хлорита, черные в присутствии магнетита или хромита, красно-бурые в присутствии гидратов окислов железа; окраска часто пятнистая или полосатая. Чаще всего встречается хризотилловый (волоконистый), реже — антигоритовый (листоватый) серпентинит, который состоит из мелких листочков антигорита.

Серпентиниты встречаются преимущественно в местах развития габбровых или перидотитовых пород. В СССР серпентиниты известны на Урале, в значительно меньшем количестве на Северном Кавказе, в Закавказье.

В зависимости от пород, из которых образуются серпентиниты, различают серпентиниты аподунитовые, аполерцолитовые и т. д.

В ряде случаев перидотиты преобразуются также и в амфиболовые породы. Так, например, на острове Скай (Шотландия) перидотит преобразовался в актинолитовую породу, почти без изменения своего химического состава.

Таблица 22

Химические анализы серпентинитов и амфиболовых пород, образовавшихся из ультрабазитов

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	38,02	—	0,10	6,96	2,95	36,02	0,96	—	—	12,97	0,27
2	37,33	—	0,84	7,30	—	37,30	—	—	—	16,63	0,36
3	40,90	1,70	7,56	3,01	7,31	29,63	5,40	0,08	0,37	2,98	—
4	42,63	5,85	3,23	3,59	7,08	25,81	4,25	0,45	0,98	6,37	—

Коэффициенты Ниггли

*Миссон*

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
3	64	7	83	9	1	0,7	0,8
4	78	3	87	8	2	0,6	0,8

1 — хризотилковый серпентинит (апогарибургитовый); река Лаба, Кавказ. 2 — апогарибургитовый серпентинит; Халиловский район. 3 — актинолитовый амфиболит, образовавшийся из перидотита; Шотландия. 4 — перидотит; Шотландия.

Нередко серпентиниты обогащаются карбонатами, в первую очередь магнезитом, в других случаях кремнекислотой; процессы силификации или окремнения сопровождаются образованием в одних случаях опала, в других — халцедона. Образуются также в ряде случаев постепенно замещающие ультрабазиты накопления хлорита, талька (процессы хлоритизации, оталкования) и т. д.

**Рудообразование, связанное с ультрабазитами.** Оливиновые породы и продукты их преобразования имеют большое практическое значение, так как в них часто находятся месторождения различных руд и других полезных ископаемых. Так, к ним приурочены часто многочисленные месторождения хромита, иногда коренные месторождения платины, хромита и золота; в Южной Африке месторождения алмаза частью приурочены к сильно разрушенным оливиновым породам (кимберлитам), заполняющим трубки взрыва.

Хром присутствует в перидотитах, главным образом в дуни-тах и аподунитовых серпентинитах, чаще всего в виде хромита, реже — хромовой шпинели; входит в состав некоторых гранатов (уваровитов) и хромдиопсидов.

Промышленной рудой является хромит, который концентрируется главным образом в виде шлиров неправильной формы, зернистого сложения, выделившихся в одних случаях до окончания кристаллизации магмы, в других — на последних стадиях ее застывания. Крупные месторождения хромита, приуроченные к перидотитам и серпентинитам, располагаются иногда длинными полосами. Хром содержится частью в хромите, частью в пикотите. Хромит часто образует шлиры, часто удлиненные; иногда изогнутые.

С перидотитами и серпентинитами связаны также месторождения никеля, первично содержащегося в оливине и ортопироксене. При разрушении этих силикатов никелевые соединения выполняют часто трещины в серпентинитах, образуя никелевый серпентин или гарниерит, в котором содержание окиси никеля может достигать 48,6%, в среднем обычно до 6%.

местами 20—30% (Новая Каледония). С образованием серпентинитов из перидотитов связаны также месторождения никеля.

Первоисточником платины являются дунит и в очень малой степени пироксенит. Платина присутствует в дунитах в тесной связи с хромитом, по отношению к которому она аллотриоморфна, и после удаления хромита обнаруживает губчатый характер; в пироксенитах она аллотриоморфна по отношению к пироксену. Платина обычно богата примесями, как показывают следующие примерные анализы:

	<i>Из перидотита</i>		<i>Из пироксенита</i>	
Pt	78,99	83,19	88,93	84,00
Cs+Ir	1,45	4,41	0,33	2,30
Pb, Cu	5,31	3,00	0,99	0,30
			0,08	Следы
Fe	14,77	8,70	7,03	12,80

Можно думать, платина со всеми примесями, будучи последним продуктом кристаллизации, представляет собой смесь со всем, что остается в жидкой массе. Иногда встречается самородное железо. При разрушении серпентинитов образуются иногда крупные скопления магнезита. Они же дают начало ценнейшим огнеупорам — тальковым, тальково-хлоритовым, хлоритовым, тальково-магнезитовым породам, образующим иногда огромные массивы.

Кроме содержания значительных количеств ценнейших полезных ископаемых, обычно в качестве их составных частей, те же породы имеют важнейшее промышленное значение еще и по той причине, что они иногда обладают специальными структурами, дающими ценный продукт в виде только к ним приуроченных хризотил-асбестов.

#### ГРУППА ГАББРО И БАЗАЛЬТОВ

В состав пород, получающихся в результате застывания габброидной или базальтовой магмы, входят в качестве главных как темноцветные (фемические), так и светлые (салические) минералы. Первые представлены преимущественно пироксенами и оливинами, частично амфиболами, реже биотитом, вторые — главным образом основными плагиоклазами (обычно не ниже № 50). Так как эти две группы минералов (фемических и салических) образуют друг с другом эвтектические смеси, температура плавления их смеси более низкая, чем каждого из этих минералов в отдельности. Породы, в состав которых входят эти смеси, относятся к типу анхизвтектических.

По Куплетскому, средний состав габбровых пород характеризуется отношением плагиоклазов к темноцветным минералам, близким к отношению 53:47 для мезократовых габбро.

Вторая особенность этих пород заключается в том, что они относятся к типу пород, магмы которых характеризуются более значительным содержанием летучих компонентов, чем магмы гипербазитов. Это ведет к образованию сравнительно легко подвижных магм при температурах 1000—1200°.

Наконец, для этих пород характерно, что главные минералы — как оливины и пироксены, так и основные плагиоклазы — получаются при кристаллизации сухих расплавов и не требуют присутствия сколько-нибудь большого количества минерализаторов.

В химическом отношении габброидно-базальтовые магмы и габбро-базальты отличаются от гипербазитовых магм и гипербазитов меньшим содержанием окислов железа и магния, большим — кальция и в особенности глинозема. Присутствуют иногда в довольно значительном количестве щелочи, главным образом окись натрия, окись калия в ряде случаев почти совершенно отсутствует.

Благодаря всем этим особенностям габброидно-базальтовые магмы отличаются малой вязкостью, легкой подвижностью, при сравнительно высокой температуре плавления, часто близкой к 1250°. Они легко кристаллизуются при застывании не только в глубинных условиях, но и на поверхности земли. При излиянии дают в большинстве случаев янокристаллические породы с малым содержанием стекла; в глубинных условиях часто дают крупнозернистые породы.

Породы группы габбро-базальтов связаны постепенными переходами, с одной стороны, с гипербазитами при увеличении содержания окислов железа и магния и уменьшении — кремнекислоты и, следовательно, плагиоклазов; с другой стороны, не менее постепенные переходы наблюдаются в ряде случаев и к более кислым, бедным окислами магния и железа диоритам и андезитам.

Среди габбро-базальтов особенно широким распространением пользуются породы типа базальтов, составляющие до 23% всех излившихся пород; глубинные породы (например, габбро и диабазы) пользуются значительно меньшим развитием, что характерно для этой группы.

В состав габбро-базальтов (базитов) входят следующие минералы:

**Первичные минералы:** главные — основной плагиоклаз (лабрадор-битовнит, иногда и более основной, редко до андезина), ромбические и моноклинные пироксены, оливины, реже амфиболы, еще реже биотит; второстепенные — ортоклаз, кварц, апатит, магнетит, титано-магнетит, титанит, ильменит, магнитный колчедан, пирит, плеонаст, корунд, маргарит, гранат, графит.

**Вторичные минералы:** альбит, уралит, серпентин, хлорит, тальк, кальцит, магнезит, лейкоксен, серицит, минералы группы эпидота, скаполит, пренит, кварц, цеолиты.

## Габбро

От пироксенито-перидотитовых пород габбро отличаются тем, что в их состав входит как главная составная часть плагиоклаз. Имеются промежуточные типы среди перидотитов и пироксенитов с незначительным содержанием плагиоклаза, например ариезиты. С другой стороны, среди габбро, как и среди излившихся пород этой группы, имеются типы, особенно сильно обогащенные темноцветными минералами, приближающиеся в свою очередь к гипербазитам.

Получаются непрерывные серии пород от пироксенитов и перидотитов до наиболее кислых членов группы габбро.

Плагиоклазы чаще всего представлены лабрадором до битовнита. Нередко, благодаря включениям титанистого железняка, они окрашены в темный цвет до почти черного. Кристаллы часто таблитчатые по (010). Двойники по альбитовому, реже также периклиновому и другим законам. Зональная структура обычно отсутствует. При разрушении плагиоклазы переходят в агрегат, богатый минералами группы эпидота (сосюрит), и в кальцит. Для некоторых габбровых пород (Киевская и Волынская области, Финляндия) характерна яркая игра плагиоклазов по (010).

Ортоклаз присутствует в габбровых породах лишь изредка в некоторых типах, например в габбровых породах Волынской и Киевской областей, иногда Урала и др.

Из моноклинных пироксенов часто присутствуют клинопироксены, именно диопсид и диопсидовый авгит, нередко с металлическим отливом и отдельностью по (001) разновидность диаллаг). Иногда переходят в уралит.

Для ряда габбровых пород характерно присутствие авгита, содержащего титан (титан-авгит).

Из ромбических пироксенов встречаются бронзит и гиперстен черного цвета. Бронзит и гиперстен образуют реакционные оболочки вокруг оливина. Первичная роговая обманка присутствует обыкновенно в виде изометрических зерен коричневого цвета (в шлифе), вторичная — окрашена в зеленый цвет. В части габбровых пород присутствует оливин в виде округлых блестящих зеленоватых, желтоватых, буроватых и черно-бурых зерен; часто переходит в серпентин. Ильменит часто окружен оболочками из лейкоксена; количество его иногда довольно значительно. Магнетит и титано-магнетит образуют неправильные черные зерна; реже встречаются магнитный колчедан и пирит. В оливиновых габбро присутствуют иногда черный хромит и пикотит.

В ряде случаев скопления магнитного колчедана, пирита, магнетита настолько велики, что представляют собой промышленные руды.

Структура габбровых пород непостоянна. Иногда она приближается к структуре гранитных пород и в таком случае

характеризуется довольно резко выраженным гипидиоморфизмом минералов, входящих в состав породы. Ясно заметно более раннее выделение темноцветных минералов и последующее выделение плагиоклазов. В других случаях наблюдается структура, близкая к офитовой: плагиоклаз отличается значительным идиоморфизмом, образуя таблитчатые резко очерченные кристаллы, в то время как авгит и другие темноцветные минералы выполняют промежутки между ними. Особенно резко эта структура выражена в габбро-диабазе. Наиболее характерна габброидная (габбровая) структура, с неясно выраженной последовательностью кристаллизации, но всегда заметным идиоморфизмом авгита.

Таблица 23

Структуры основных пород (по Крокстрему, 1933 г.)

	Описание структуры	Название структуры
Пироксен на большой площади одинаково ориентирован	Плагиоклазовые таблички полностью включены в широкие площади пироксена	Офитовая
	Пироксен играет подчиненную роль и заполняет небольшие промежутки между кристаллами плагиоклаза	Субофитовая
Пироксен в соприкасающихся промежутках различно ориентирован	Зерна пироксена идиоморфны или гипидиоморфны	Долеритовая
	Очертания пироксенов определяются только окружающими табличками плагиоклаза	Субдолеритовая

Разнообразие структур габбро-норитовых пород в значительной степени связано с тем, что они по большей части носят характер биминеральных пород, образованных главным образом пироксенами и плагиоклазами, часто приближающихся к типу эвтектических смесей.

Иногда, благодаря присутствию отдельных более крупных кристаллов, чем кристаллы остальной массы, например кристаллов плагиоклаза в более кислых или пироксена в более основных разностях, получается порфириовидная структура (в меланократовых габбро Урала, так называемых тилаитах).

Нередко наблюдаются оболочки вокруг полурасстворенных и округленных кристаллов оливина (келифитовые оболочки), состоящие внутри из непосредственно примыкающего к оливину гиперстена, снаружи из роговой обманки (актинолита).

**Главные типы габбро.** Под габбро понимают полнокристаллические породы, часто крупнозернистые, равномернозернистые, иногда порфировидные, главными составными частями которых являются основные плагиоклазы и темноцветные минералы, преимущественно моноклинный пироксен.

Выделяют ряд разновидностей, по большей части с рациональными названиями, вытекающими из состава породы. Главные из них следующие:

Оливиновое габбро	Основной плагиоклаз, оливин, авгит
Габбро	Авгит, основной плагиоклаз
Норит (гиперстеновое габбро)	Гиперстен, основной плагиоклаз
Оливиновый норит	Оливин, гиперстен, основной плагиоклаз
Габбро-норит	Авгит, гиперстен, основной плагиоклаз
Оливиновый габбро-норит	Оливин, авгит, гиперстен, основной плагиоклаз
Кварцевое габбро	Авгит, основной плагиоклаз, кварц
Троктолит (фореллештейн)	Оливин, основной плагиоклаз
Лабрадорит	Основной плагиоклаз, менее 10% темноцветных минералов
Габбро-сиенит	Авгит, основной плагиоклаз, калиевый полевой шпат
Габбро-диорит	Авгит, андезин-лабрадор

Гатч изобразил отношения главных типов габбровых пород в следующей таблице (табл. 24).

Таблица 24

Главные типы габбро по составу

Состав	Плагиоклаз+ +пироксен	Плагиоклаз+ +пироксен+ +оливин	Плагиоклаз+ +оливин
Только клинопироксен	Габбро	Оливиновое габбро	—
Гиперстена 50% всего пироксена	Гиперстеновое габбро	Оливин-гиперстеновое габбро	—
Гиперстена более 50% всего пироксена	Норит	Оливиновый норит	—
Только гиперстен	Ортонорит	Оливиновый ортонорит	—
Пироксена нет	—	—	Троктолит Алливалит

Группы габбро по размерам

Размер зерен	Крупные	Средние	Мелкие
Семейства	Габбро	Микрогаббро	Базальт
Максимальная площадь зерна (в мм <sup>2</sup> )	Нет максимума	1	0,05
Максимальная длина кристаллов плагиоклаза (в мм)	То же	2	0,5
Максимальная ширина кристаллов плагиоклаза (в мм)	То же	0,5	0,1

Кроме того, имеются редко встречающиеся типы несколько иного состава со специальными названиями.

Оливиновые габбро пользуются широким распространением. Они известны во многих местах Урала, где они образуют крупные массивы, преимущественно на Северном и Среднем, в меньшем количестве на Южном Урале. Значительно развиты габбровые породы среди других в Волынской и Киевской областях, в Азиатской части СССР (Енисейский массив, Саяны, Алтай и т. д.), в Средней Азии, в Закавказье и в других местах.

Нориты (гиперстеновые габбро) известны в тех же районах, где развиты и габбро; на Урале нориты встречаются как исключение.

Роговообманковые габбро, состоящие из роговой обманки и основного плагиоклаза, пользуются значительно меньшим распространением, чем нориты и габбро. Такого рода габбро произошли обычно в результате амфиболитизации пироксенов, например на Урале.

Богатые биотитом разновидности получили название биотитовых габбро; они мало характерны, встречаются крайне редко (оливин-биотитовые габбро встречаются, например, в Нижнетагильском районе). Габбро, состоящее из анортита и роговой обманки, с чередованием то тех, то других слоев, дает шаровую структуру. Эта разновидность названа была наполеонитом, или корситом (встречена на острове Корсика).

Если в оливиновом габбро отсутствует диаллаг, остаются основной плагиоклаз и оливин, порода получает название

форелленштейна, или троктолита. Названа она форелленштейном потому, что на более светлом фоне, образованном плагиоклазом, разбросаны многочисленные черные и черно-зеленые округлые зерна оливина, чем она напоминает кожу форели (с. Горшки на Волини).

Породы, состоящие почти исключительно из плагиоклазов, с содержанием темных минералов до 10%, получили неудачное название анортозита (от французского названия плагиоклаза). Такая порода окрашена то в белый, то в серый, темно-серый и почти черный цвет, в зависимости от содержания в основном плагиоклазе тонких иголочек титанистого железняка. Она может носить разные названия по тому, какой плагиоклаз входит в ее состав. Особенно большим распространением в местах, где развиты габбро-норитовые породы, пользуются лабрадориты. Широко развиты лабрадориты с прекрасной игрой цветов в районах Киевщины и Волини; особой красотой славится лабрадорит Нового Бобрика около Житомира, который пошел на постройку мавзолея Ленина и для облицовки ряда зданий в Москве и Ленинграде. На Урале они играют подчиненную роль.

С габбровыми породами нередко связаны железные руды, которые образуют в них жилы, резко отграниченные от окружающей породы, либо неправильной формы участки — шпирь, представляющие собой продукты дифференциации габбровой магмы. В них концентрировались железорудные минералы, в одних случаях магнетит, в других — титано-магнетит, иногда также титанистый железняк.

Большую известность в настоящее время получили крупнейшие месторождения титано-магнетитов, которые дают железо для черной металлургии и двуокись титана (частично в виде отхода) для лако-красочной промышленности (титановые белила).

Переходной породой между габбро и диоритами является габбро-диорит.

В габбровых породах количество темноцветных минералов почти равно количеству плагиоклазов, хотя чаще последние несколько преобладают. В зависимости от содержания темноцветных и светлых минералов различают породы меланократовые (мелагаббро), мезотипные и лейкократовые (лейкогаббро). Так как плагиоклаз нередко окрашен в почти черный цвет, окраска габбровых пород не всегда соответствует их составу.

Среднее содержание светлых минералов в габбро около 55%, темноцветных — около 45%; в габбро такого состава содержание СаО довольно велико — достигает 9%.

Согласно Куплетскому, относительное количество лейкократовых, мезотипных и меланократовых пород следующее: 1:12:2,1.

Количественная характеристика габбровых пород  
(по Куплетскому, 1936 г.)

Тип	Серии			Процентное содержание пироксена в ультра-базитах
	Процентное содержание плагиоклаза в плагиоклазовых породах			
	пересыщенные кварцевые габбро и диабазы	нормальные, без кварца и оливина	недосыщенные оливинные габбро и диабазы	пироксенит-оливинитовые породы
Лейколитовый	—	85—100 анортосит	80—95 форелленштейн 65—80	90—100 пироксенит
Лейкократовый	60—80	70—85 лейкократовое габбро		65—90 оливиновый пироксенит
Мезолитовый	30—60 кварцевое габбро	30—70 габбро и нориты	40—65 оливиновое габбро	30—65 перидотит
Меланократовый	10—30	15—30	20—40	10—30 пироксеновый оливинит
Меланолитовый	0—10	0—15 габбро-пироксенит	0—20 габбро-перидотит	0—10 дунит и оливинит

Изучая районы развития пород габбро-перидотитовой магмы, можно наблюдать всевозможные переходы от перидотита, совершенно лишённого лабрадора, до лабрадорита, почти совершенно лишённого магнезиально-железистых минералов: дунит — перидотит — пироксенит — лабрадорит — пироксенит (5—20% лабрадора) — меланократовое габбро (20—40% лабрадора) — мезотипное габбро (40—60% лабрадора) — лейкократовое габбро (60—80% лабрадора) — лабрадорит (более 85% лабрадора).

От более кислых пород — диоритов габбро отличаются не только основным характером плагиоклаза, но также присутствием пироксенов и оливинов, которые в диоритах заменяются роговой обманкой и частично биотитом, т. е. минералами с гидроксидными группами. Присутствие роговой обманки в габбровых породах обычно связано с энимагматическими (реакционными) преобразованиями пироксенов как во время остывания габбровой магмы, так и в более позднее время.

Содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется в общем от 45 до 50%. Количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  колеблется между 10 и 20%; большее содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  указывает на большое содержание в породе плагиоклаза. Крайне непостоянно содержание  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ : первой — от 4 до 16%, иногда и более, второй — от 1,5 до 15% и более. Меньшим сравнительно колебаниям подвержено содержание  $\text{CaO}$ , обычно в пределах от 7 до 15%. Характерно довольно значительное содержание  $\text{TiO}_2$ . Что касается щелочей, то в огромном большинстве случаев преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$  (5—6%), лишь в некоторых

Химические анализы габбровых пород

Таблица 26

	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	П. п. п.
1	49,03	0,44	17,87	2,73	5,22	5,81	11,02	3,01	1,38	2,75
2	51,09	2,15	15,46	1,10	7,48	7,80	11,45	2,15	1,06	—
3	49,23	0,15	14,55	1,28	6,78	14,44	12,01	0,38	—	—
4	48,18	0,60	15,10	2,08	5,85	11,03	9,38	2,12	2,12	3,99
5	54,08	0,90	18,05	1,52	6,27	5,57	8,63	2,77	1,05	0,54
6	50,16	1,64	18,51	1,88	9,29	5,97	7,90	2,72	0,80	—
7	48,24	0,97	17,88	3,16	5,95	7,51	10,99	2,55	0,89	—
8	46,49	1,17	17,73	3,66	6,17	8,86	11,48	2,16	0,78	—

Коэффициенты Ниггли

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>a</i>
1	116	25	37	29	9	0,2	0,6	1,5
2	121	21	44	29	6	0,2	0,6	1,7
3	99	17	57	25	1	—	0,8	1,5
4	109	20	51	22	7	0,4	0,7	1,4
5	140	27	41	24	8	0,2	0,5	1,7
6	123	27	45	20	8	0,2	0,5	1,6
7	110	24	42	27	6	0,2	0,6	1,5
8	100	23	46	25	6	0,2	0,6	1,3

1 — габбро; озеро Севан. 2 — оливиновый габбро-норит; Житомирская область. 3 — габбро-норит; Халиловский район. 4 — габбро, Кондома (Кашкай). 5 — габбро-диабаз; берег Белого моря; данные Белянкина. 6 — средние числа химического состава норитов по Дэли. 7 — средние числа химического состава габбро. 8 — средние числа химического состава оливиновых габбро.

содержащих ортоклаз габбро также присутствует  $K_2O$ , содержание которого обычно менее 1%, но может повыситься и до 1,5%.

Изменения габбровых пород под влиянием процессов горообразования и процессов гипергенного и контактного (глубинного) характера крайне разнообразны.

Под действием горообразующих сил габбро-норитовые породы частью во время кристаллизации (пезокристаллизация), частью и после ее окончания приобретают сланцевую структуру. Получаются так называемые габбровые сланцы, при этом авгит переходит в роговую обманку; в результате может образоваться роговообманковый сланец. Габбровая магма легко расщепляется на более темные и более светлые элементы, и нередко получается обособление этих элементов отдельными полосами (ленточное габбро). Эта полосчатая структура в габбро-норитовых породах наблюдается довольно часто. Одни (Левинсон-Лессинг) объясняют ее как результат образования эмульсии в застывающей магме, другие (Заварицкий) — конвекционными токами и выдавливанием остающейся еще при кристаллизации в жидком виде части магмы в расслаивающуюся и застывающую массу другого состава.

Минералы, из которых состоят габбро-норитовые породы, отличаются очень малой устойчивостью, когда они попадают в иные условия, чем те, в которых они первоначально образовались, т. е. с более низкой температурой, со значительным давлением (в случаях горообразования), в особенности когда присутствуют минерализаторы. Габбровые породы нередко подвергаются глубокому преобразованию под влиянием различных агентов уже во время своего застывания. Пироксен переходит в уралитовую роговую обманку (уралитизация) — получаются уралитовые габбро. В том случае, когда пироксен полностью замещается роговой обманкой, причем теряется структура габбро и одновременно изменяется плагноклаз, получается новая порода — амфиболит, то массивный, то сланцеватый, в некоторых случаях содержащий гранат (гранатовый амфиболит).

Под влиянием процессов горообразования и связанного с ними давления габбровые породы переходят в сосюритовые габбро, в которых плагноклаз полностью замещается агрегатом цоизита и альбита (сосюритом), нередко одновременно образуются гранат, слюда и др. Сосюритизация связана иногда также и с гидротермальными процессами, с эпитиматическим влиянием гранитной магмы. Дислокационные явления вызывают иногдадробление габбровых пород и преобразование их в милониты.

В результате такого воздействия гранитных магм в ряде случаев из габбровых пород могут образоваться совершенно новые породы, в частности эпидотовые, цоизитовые, сосюритовые, гранатовые амфиболиты.

Влияние минерализаторов в некоторых случаях выражается в появлении новых минералов, содержащих следы минерализа-

торов, как, например, сакполита, замещающего плагиоклазы (скаполитовые габбро), амфибола, замещающего пироксены, и др.

Своеобразные породы, состоящие почти исключительно из плагиоклаза (плагиоклазиты) или из плагиоклаза и корунда (корундовые плагиоклазиты), развиты на Среднем Урале и названы были там кыштымитами; они состоят из плагиоклаза (от анортита до альбита) и корунда. Аналогичные породы Калифорнии и других мест, состоящие из корунда и андезита или олигоклаза, получили название плумазитов; породы эти имеют разную степень зернистости, часто серый цвет, с синими зернами корунда разнообразных размеров — от мелких до 1 см и более в поперечнике.

Кыштымиты образовались путем десиликации флюидно-пегматитовых кислых масс при воздействии на них бедных кремнекислотой и богатых основными окислами ультрабазитов, главным образом серпентинитов и перидотитов. При воздействии на корундовые плагиоклазиты пневматолитовых растворов образуются марундиты, состоящие из корунда и хлоритоида-маргарита.

**Условия залегания.** Габбро-норитовые породы залегают в земной коре крайне разнообразно. В некоторых случаях мы их встречаем в виде даек, жил, залежей, иногда линзовидных, лакколитов и т. д., в других случаях — в виде штоков разных размеров. Массивы, образованные габбровыми породами на Урале, имеют протяжение свыше 600 км. Огромный платиноносный лополит Бушвельда (Южная Африка), в значительной своей части образованный габбро-перидотитовыми породами, главным образом норитом, прослеживается на пространстве около 25 000 км<sup>2</sup>. Габбровые массивы Волыни занимают пространство свыше 3 000 км<sup>2</sup>.

Некоторые лабрадоритовые массивы также достигают огромных размеров. Лабрадоритовый массив Адирондака (США) имеет около 30 км длины или 9—15 км ширины.

Очень часто в габбровых массивах наблюдаются признаки процессов гравитационной дифференциации со скоплением наиболее тяжелых составных частей на дне магматических бассейнов, давших начало этим массивам.

Многие габбровые породы встречаются среди докембрийских образований, другие обладают палеозойским, мезозойским, иногда, как исключение, также третичным возрастом. Анортозиты имеют почти исключительно докембрийский возраст. Лишь норвежские олигоклазиты связаны с габбро силурийского возраста.

В ряде случаев можно видеть, что в особенно глубоких контактах габбровая магма растворяет те обломки, которые попадают в нее (например, слюдяные сланцы), и несколько меняет свой состав.

Характерным для всех районов, где развиты габбровые массивы, является то обстоятельство, что эти породы не со-

хранят на сколько-нибудь значительных расстояниях своих химических и минералогических, а также структурных и текстурных особенностей, которые меняются от обнажения к обнажению.

На Урале наблюдается вполне определенная закономерность в распределении габбровых пород различной основности. В ряде мест Среднего и в особенности Северного Урала наблюдаются более или менее округлой формы выходы дунитов, окруженные сменяющими друг друга перидотитами, пироксенитами, затем оливиновыми габбро и габбро. Химически этот процесс выражен в увеличении содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ , также  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , сравнительно с центральными частями массивов, обогащенными  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ . Здесь особенно резко проявляется послойное расщепление магмы при ее дифференциации.

Габбровые массивы имеют самое существенное значение благодаря тому, что они являются местом концентрации не только железных, титано-железных и титано-ванадиевых, но в ряде случаев также никелевых руд (крупный габбро-норитовый лополит Седбери в Канаде, в котором содержатся, кроме никеля, также арсенаты иридия и платины, кобальт и др.). Аналогичны габбровые породы Норвегии, Новой Зеландии, в пирротине которых содержится никель. В некоторых габбровых породах скопляются промышленные количества меди (в виде медного колчедана) и серного колчедана.

Особенно большое значение имеют крупные массивы габбро, в которых при дифференциации выделяются участки перидотитов и пироксенитов, являющихся носителями хрома, платины и ряда минералов платиновой группы (иридий, осмий, рутений и др.), а также никеля, кобальта и т. д.

Так как количество минерализаторов в габбровых породах ограничено, эти рудные скопления либо концентрируются внутри самих застывающих магм в процессе дифференциации магмы, либо руды выносятся из них на небольшие расстояния.

На Урале титано-магнетитовые руды образуют в габбровых породах иногда жилособразные массы, иногда шлировые выделения.

Габбровые породы являются также носителями отдельных неметаллических ископаемых, как, например, корунда.

Сами по себе габбровые породы представляют крупную ценность как строительный материал.

Особенно ценный декоративный материал дают лабрадориты, благодаря замечательной игре лабрадора, входящего в их состав. Мелкозернистые разновидности габбро, обладающие параллелепипедальной отдельностью, могут давать прекрасный материал для брусчатки, крупнозернистые — для строительства. Они обладают силой сопротивления давлению  $1800 \text{ кг/см}^2$ . Особенно ценны те месторождения габбровых пород, которые располагаются вблизи (не более 10 км) от линий железных дорог.

Базальты и диабазы (табл. VIII, рис. 6; табл. IX, рис. 1—5) представляют собой излившиеся аналоги глубинных габбро; они являются продуктами застывания тех же базальтовых магм.

Благодаря легкой текучести этих магм возможна полная их кристаллизация вплоть до довольно крупнозернистых агрегатов, при сравнительно низкой температуре плавления. Для базальтов и диабазов характерна равномернозернистая и иногда порфирировая структура. Базальты имеют обычно серый до черного цвет вследствие обилия темноцветных минералов и стекла, диабазы — светлосерый с зеленоватым оттенком в зависимости от степени хлоритизации, сосюритизации, серицитизации минералов, входящих в их состав. Плаггиоклаз резко выступает на темном фоне породы и придает ей сероватую окраску.

Главными минералами в составе этих пород являются обычно основные плаггиоклазы и темноцветные, в первую очередь авгиты, реже ромбические пироксены, также оливины — те же минералы, из которых образованы и габбро; в довольно большом количестве присутствуют магнетит, титанистый железняк, изредка также роговая обманка, кварц, самородное железо.

Плаггиоклазы представлены по большей части лабрадором, битовнитом, иногда анортитом; в некоторых измененных базальтах плаггиоклазы довольно кислые. Чаще всего состав основного плаггиоклаза колеблется между № 50 и № 60. Порфирировые выделения образованы обычно таблитчатыми кристаллами, частью почти изометричными; плаггиоклаз второй генерации — в основной массе — часто обладает тонкопластинчатой формой. Зонарная структура в плаггиоклазе обычно отсутствует, что связано с легкой диффузией молекул плаггиоклазов в базальтовой жидкости.

Пироксены представлены в первую очередь авгитом, кристаллы которого, часто прекрасно образованные, во вкрапленниках окрашены в черный цвет. В шлифе авгит сероватый, иногда со слабо заметным буроватым или фиолетовым оттенком, когда по составу он приближается к титан-авгиту; в таком случае наблюдается также структура песочных часов. Иногда присутствуют ромбический пироксен (энстатит до гиперстена), также энстатит-авгит, пижонит.

Основная масса авгита состоит часто из мелких зерен, переходящих в мелкие кристаллики. При разрушении, независимо от процессов выветривания, авгиты переходят в хлориты, частью в уралит.

Оливины образуют частью вкрапленники, иногда хорошо образованные, в других случаях в большей или меньшей степени корродированные. В ряде базальтов они отсутствуют, в частности и в их основной массе, реакционно замещаясь пироксенами. В оливиновых базальтах оливина иногда довольно много, наряду

с авгитом. Иногда в базальтах наблюдаются также сплошные скопления оливиновых зерен, достигающие довольно крупных размеров. Оливин часто переходит в серпентин или же в иддингсит. Первичная роговая обманка обычно базальтическая. Редко попадаются оплавленные зерна кварца. Характерно присутствие значительного количества зерен и кристалликов магнетита и апатита.

Структура базальтов отличается значительным разнообразием. Обычно они полностью кристаллизованы, реже в них присутствует бурое стекло в крайне различных относительных количествах; иногда порода представлена в виде вулканического стекла.

Обычные базальты зернистые, с различной крупностью зерна. Нередко они крупнозернистые, с ясно видимыми простым глазом кристаллами плагиоклаза и темноцветных минералов; в других случаях они более мелкозернистые, вплоть до плотных, в которых зернистость обнаруживается только под микроскопом.

В зависимости от характера выделения кристаллов, в полнокристаллических базальтах различают офитовую или диабазовую структуру с таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены авгитом, реже наблюдаются переходы к габброидной структуре, типичной для габбро. Встречаются промежуточные структуры с явно таблитчатым плагиоклазом, с субпризматическим пироксеном (ромбическим) и с авгитом, прорастающим своими зернами кристаллы плагиоклаза. В ряде случаев структура массивная; иногда мелкие пластинки плагиоклаза (так называемые лейсты) располагаются взаимно параллельно (флюидальная структура).

Если присутствует стекло, последнее заполняет остающиеся промежутки. Получается агрегат лейст плагиоклаза с пустотами, заполненными бурым стеклом и кристалликами пироксена, иногда даже оливина (интерсертальная структура). При большем развитии стекла и неполной кристаллизации лавы получается почти полностью или полностью стекловатое строение базальтов (витрофировая структура).

Иногда при кристаллизации базальтовой лавы пузырьки выделяющихся газов оставляют пустоты (пузырчатая или шлаковидная структура). При заполнении этих пустот позднейшими более низкотемпературными минералами (цеолитами, кварцем, кальцитом и др.) получается миндалекаменная структура.

Можно выделять равномернозернистые (непорфиритовые) и порфиритовые базальты; в последних отдельные более крупные кристаллы авгита, оливина или плагиоклаза рассеяны в основной массе.

По крупности зерна среди базальтов различают: долерит (микрогаббро) от крупно- до среднезернистого, в котором отдельные минералы различимы простым глазом (табл. VIII, рис. 6); анамезит — мелкозернистая разновидность, состав которой простым глазом распознается с большим трудом; наконец,

собственно базальт — плотная до тонкозернистой порода, состав которой может быть определен только под микроскопом (табл. IX, рис. 1).

Все перечисленные структурные типы базальтов могут встречаться в одной и той же области, например в Восточной Сибири и в других местах.

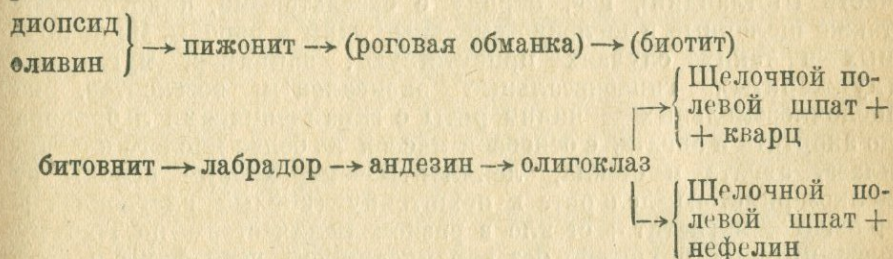
Среди базальтов особенно широко распространены два типа: океанит, или пикритовый базальт, и платобазальт.

Океанит широко распространен на островах и дне Тихого океана. Это ультрамафический базальт, сильно обогащенный окислами железа и магния. В нем первым кристаллизовался магнезиальный оливин, который затем в большей или меньшей степени был резорбирован и замещен магнезиальным клинопироксеном пижонитового ряда с плагиоклазом частью лабрадоритового, частью более сильно обогащенного натрием состава.

Для океанитов характерно то, что они сопровождаются продуктами кристаллизационной дифференциации магмы в виде обогащенного в значительной степени натрием маточного раствора, при кристаллизации дающего трахиты, фонолиты и другие породы с содержанием нефелина.

Ход кристаллизации океанитов Барт изображает в следующем виде.

Реакционный кристаллизационный ряд темноцветных минералов:



Таким образом, ряды как темноцветных, так и светлых минералов в океанитовой магме имеют совершенно одинаковую реакционную последовательность, заканчиваясь в одних случаях кварцем, в других — нефелином.

Платобазальты образуют покровы огромных размеров в районах существующих или опущенных континентов Евразии. Это продукты застывания базальтовой магмы, вылившейся по сбросовым тектоническим трещинам в течение сравнительно короткого времени. Базальтовая магма признается всеми петрографами как первичная. Количество лав базальтовых и пироксеново-андезитовых в 50 раз больше, чем всех остальных. Одним из объяснений этого является то, что все остальные лавы являются кристаллизационными дериватами первичных базальтовых магм.

Высказывалось предположение еще Котта (1858 г.), что в земной коре существует непрерывный слой базальтовой магмы.

К этому мнению присоединились и пытались обосновать его Грин и Дэли; последний говорил о базальтовом субстрате, базальном слое земли.

Сама базальтовая магма, не поступая на поверхность земли, не остается неизменной, но претерпевает процессы дифференциации, которые могут идти по трем путям:

1. Базальт → андезит → риолит.
2. Базальт → трахиандезит → трахит.
3. Базальт → щелочной трахит → фонолит.

Этими тремя рядами охватываются почти все излившиеся породы; им соответствуют следующие типы пород:

1. Субщелочные (щелочно-земельные) — характерные для орогенных районов (складчатых гор).
2. Щелочные — характерные для не орогенных районов (океанические бассейны, форланды складчатых гор).
3. Сильно щелочные — встречающиеся также в неорогенных районах, но сравнительно редко.

Первоначальное представление о том, что на территории одной провинции развиты породы только одной группы — либо щелочные, либо нещелочные и что самый генезис соответствующих магм связан с геологическими условиями, исследованиями последнего времени не подтверждается.

Имеются и такие провинции (например, северо-западная часть Шотландии), где, наряду с базальтовыми, присутствуют также щелочные и щелочноземельные лавы и породы. Из щелочных в таких случаях присутствуют, например, мугеариты (муджериты), гиабиссальные эквиваленты эссекитов, из щелочноземельных — иннинмориты с вкрапленниками лабрадора до анортита и авгита, с основной массой из более кислого плагиоклаза, авгита и стекла, лейдлелиты — переходные породы от мелкозернистого долерита к пехштейну (кислый плагиоклаз + + авгит + магнетит + стекло в разном количестве — по Трегеру риодацитовый пехштейн без вкрапленников), гранофиры и др.

Характерно, что при кристаллизации базальтовой магмы выделяются сперва диоксид, затем гиперстен в порядке обогащения  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и т. д. Плагиоклазы выделяются в порядке постепенного обогащения альбитом.

Других минералов, кроме клинопироксенов и плагиоклазов, в базальтах всего около 10%.

Таблица 27

Химический состав океанитов и лав Гавайских островов и платобазальтов

	1	2	3	4	5
$SiO_2$	45,6	46,50	49,73	48,80	47,14
$TiO_2$	1,7	1,70	2,84	2,19	2,44
$Al_2O_3$	8,3	9,37	13,71	13,98	14,91
$Fe_2O_3$	2,3	2,47	2,92	3,59	4,11

	1	2	3	4	5
FeO	10,2	10,79	8,64	9,78	8,22
MgO	21,7	21,00	8,27	6,70	6,91
CaO	7,5	6,25	9,10	9,38	10,01
Na <sub>2</sub> O	1,3	1,52	3,16	2,59	2,71
K <sub>2</sub> O	0,4	0,22	1,02	0,69	0,84
H <sub>2</sub> O	0,6	0,17	—	1,80	2,13

1 — средний химический состав океанитов Гавайских островов по Тиррелю (10 анализов). 2 — анализ одного океанита с Килауэа по Вашингтону. 3 — средний химический состав всех лав Гавайских островов по Вашингтону (56 анализов). 4 — платобазальты всего мира по Дэли (43 анализа). 5 — платобазальты всего мира по Тиррелю (37 анализов).

Как видим, океаниты отличаются особенно высоким содержанием MgO, что является результатом накопления в первичной базальтовой магме кристаллов оливина, замещенного затем, по крайней мере частично, пижонитом с выделением щелочного маточного раствора. Океаниты образовались, таким образом, в процессе кристаллизационной дифференциации магмы. Платобазальты носят характер недифференцированной первичной базальтовой магмы.

Дэли выделяет, в зависимости от минералогического и химического состава, а также от геологических условий залегания, следующие главные типы базальтов:

1) платобазальты, отличающиеся средним для базальтов минералогическим и химическим составом, недифференцированные, занимающие часто огромные площади на континентах (Сибирь, Индостан, Орегон и т. д.);

2) океаниты — продукт кристаллизационной дифференциации первичной базальтовой магмы, широко распространенный на вулканических островах Тихого океана;<sup>1</sup>

3) порфириновый центральный тип — обогащенный кристаллами плагиоклаза средний базальт;

4) непорфириновый центральный тип — остаточный базальт, который получился после того, как из платобазальтовой магмы выделились первые продукты кристаллизации — либо плагиоклазы, либо оливины и пироксены.

Кроме того, Дэли различает бедные щелочами базальты и базальты щелочные, сравнительно богатые щелочами.

В зависимости от присутствия оливина, различают базальты оливиновые и безоливиновые.

Неудачен и в настоящее время устарел термин мелафир: одни петрографы называют мелафирами оливинсодержащие

<sup>1</sup> Под названием океанит Лакруа выделил стекловатую разновидность лимбургита, отличающуюся от собственно базальта особенно большим содержанием оливина и соответственно MgO и FeO.

базальты; другие — базальты с порфировой структурой; Левинсон-Лессинг относит к мелафирам щелочные базальты, представляющие собой излившуюся фацию эссекситов, описанных ниже. Мелафиры очень часто содержат миндалины, образованные цеолитами, кварцем, халцедоном или опалом, с делесситовой или хлоритовой оболочкой.

Базальты, в особенности содержащие оливин, чрезвычайно распространены во многих местах СССР. В огромном количестве базальты, частью крупнозернистые, частью плотные, с переходами в диабазовые габброидные типы (траппы), развиты между Леной и Енисеем, в Витимском районе. Масса базальта находится на Камчатке, в Забайкальской области, на острове Сахалине, на Алтае, в районах закавказских вулканических областей, например в Армении около озера Севан, на склонах Алагеза и др.; в жилах базальт имеется на Украине (Мариупольский район) и т. д. Базальтовые жилы развиты также во многих местах Западной Европы, в Ирландии, Исландии, на Гебридских островах, в Гренландии. Среди современных вулканов базальты изливают Гекла, Этна и др. Базальты, образующие мощные покровы в районе острова Диско (Гренландия), содержат массы самородного никелистого железа; самородное железо присутствует в виде мелких зерен также в анамезитах окрестностей Ровно (Берестовец и Злазни).

Базальты развиты в Тихом океане, образуя, по всем признакам, большую часть его дна; выступая на поверхности, они образуют Гавайские острова с их вулканами, действующими и в настоящее время.

Базальтовые стекла, или гиаобазальты (тахилиты), образуют иногда края базальтовых жил и даек или поверхность базальтовых потоков, редко самостоятельные потоки. Известны базальтовые обсидианы (почти без воды), базальтовые перлиты, базальтовые пехштейны (с большим содержанием воды) [Гавайские острова].

Благодаря своей легкой подвижности базальты образуют часто потоки, покровы, иногда также дайки. Характерна для них столбчатая отдельность, которая особенно хорошо выражена в базальтах, образующих „мостовую гигантов“ в Ирландии (остров Антрим), Фингалову пещеру на острове Стаффа и др.

С базальтами и мелафирами весьма тесно связаны диабазы, которые имеют одинаковый с ними состав — из основного плагиоклаза и авгита, нередко с оливином (оливиновые диабазы).

От базальтов диабазы отличаются в общем не существенно — более древним возрастом и большей степенью разрушения. Благодаря новообразованию уралитовой роговой обманки и хлорита диабазы получают зеленоватую окраску, благодаря разрушению плагиоклаза — сероватую.

Диабазы представляют собой зернистые породы с различной крупностью зерна; при плотной структуре они носят название

диабазовых афанитов. Изредка диабазы обладают порфировой структурой; вкрапленники состоят часто из плагиоклаза и авгита, основная масса нередко обладает ясно выраженной диабазовой структурой, иногда интерсертальной (диабазовые порфиристы). Для диабазов характерна диабазовая или офитовая структура.

Плагиоклаз обычно окрашен в белый или зеленоватый цвет, представлен чаще всего лабрадором и лабрадор-битовнитом, изредка альбитом или олигоклаз-альбитом (например, в альбитовых диабазах Красной Поляны, на Кавказе, в окрестностях Лимен, на южном берегу Крыма и др.). В ортоклазовых диабазах Центрального Кавказа (р. Генал-Дон), наряду с альбитом, присутствует также кали-натровый полевой шпат. Август обычно черный или зеленовато-черный, в шлифе сероватый или буроватый; он часто в значительной степени разрушен и переходит в уралит (уралитовые диабазы), в других случаях преобразуется в хлорит. Кроме этих минералов, могут присутствовать оливин, первичная роговая обманка, биотит, титанистый железняк, иногда энстатит, энстатит-авгит и др.

Своеобразную породу представляет собой волынит. Он состоит из темносерой до почти черной мелкозернистой основной массы, образованной лабрадором и августом, в которой присутствуют крупные (до 1—3 см и более в поперечнике) таблитчатые кристаллы плагиоклаза (плагиоклаз иногда стекловидный). Образует дайки, длиной в несколько километров в районе р. Кальмиуса около Мариуполя. В степи образует валы.

Диабазы в областях, затронутых процессами горообразования (Урал, Алтай и др.), обычно в значительной степени изменены и превращены в амфиболлизированные диабазы (табл. IX, рис. 5). Наоборот, в диабазах районов, не затронутых горообразованием, как плагиоклазы, так и августы и оливины сохраняются почти без всяких изменений (ряд диабазов Украины).

В некоторых случаях в диабазах имеются пустоты, заболненные кальцитом, кварцем, цеолитами и др.: получают диабазовые мандельштейны. Вариолитом называются мелкозернистые диабазы со сферолитами, состоящими из удлиненных кристалликов полевого шпата (Карелия, Мугоджары в Башкирии).

Спилиты представляют собой афанитовые зеленовато-серые породы с миндалекаменной, иногда офитовой, интерсертальной, мелкозернистой, изредка вариолитовой структурой. Плагиоклаз представлен альбитом. Остальная масса состоит обычно из хлорита и магнетита в альбитовых порфиристах, из пироксена, уралита, хлорита и магнетита — в альбитовых диабазах. Спилиты являются продуктом подводных излияний базальтовой магмы. При образовании спилитов большую роль играли: давление столба воды, задерживавшее выделение минерализаторов из

расплавленной лавы, химическое воздействие морской воды и ее солей, обогащавших породы натрием. Крупную роль играли также гидротермальные процессы не только после застывания спилитов, но и во время их кристаллизации, на что указывает присутствие хлорита внутри кристаллов альбита.

Диабазы пользуются широким распространением, в особенности среди пород более древних, чем третичные, образуя потоки, покровы, залежи, дайки. На Урале развиты энстатит-авгитовые диабазы, главным образом по западному склону (от севера до юга). Оливиновые диабазы редки. Иногда в диабазах присутствует баркевикитовая роговая обманка, что указывает на частично щелочной характер этих диабазов. В области Среднего Урала диабазы даек метаморфизованы и переходят в эпидиориты и амфиболиты. Диабазы восточного склона Урала частью излившись, частью образуют дайки. Более юные из них лучше сохранились и могут быть отнесены к долеритам. Диабазы выступают в ряде мест Сибири, Средней Азии, Кавказа и др. Широко распространены также порфириты диабазовые, уралитовые и авгит-лабрадоровые.

Извержения базальтовых магм нередко сопровождаются процессами выделения более или менее значительных масс рыхлых продуктов — вулканического пепла, песка, лапилли, бомб. Цементируясь, эти рыхлые продукты извержения превращаются в плотные массы, носящие название базальтовых и диабазовых туфов. В зависимости от размеров обломков, образующих эти туфы, выделяют также пелловые, кристаллические туфы, туфы-лапилли; иногда могут встречаться агрегативные туфы из более крупных обломков. Туфы габбро-норитовой магмы, благодаря своему составу, очень легко превращаются в агригаты новых минералов. Значительная пористость туфов способствует этому процессу. В конечном результате получают зеленовато-серые или серые более или менее плотные массы, с преобладанием в их составе хлорита, уралита, сосюрита, мелких зерен альбита и др., с частичным сохранением первичной структуры, выражающейся в крайне неоднородном строении самой породы.

Габбровые массивы часто сопровождаются также и жильными породами, близкими к ним по составу, выполняющими трещины в этих массивах. К жильным породам относятся долериты и диабазы, мелкозернистые разновидности габбро, так называемые микрогаббро, габбро-порфириты, иногда особенно крупнозернистые габбровые пегматиты.

Благодаря тому, что базальтовые магмы легко подвижны, очень текучи, мало вязки, они могут долго оставаться в жидком состоянии (будучи подогреваемы снизу). Поэтому они могут течь по склону вулкана со значительной скоростью, заливать огромные пространства, образуя покровы, проникать в самые тонкие трещины на значительные расстояния. Иногда могут образоваться лавовые озера. В связи с этим условия залегания

базальтов и диабазов крайне разнообразны: они образуют потоки, покровы, свиты покровов, дайки различной мощности, интрузивные пластовые залежи и другие формы.

Взаимоотношения между базальтами и риолитами хорошо выявляются в Ислюстонском парке (США), где наблюдаются процессы растворения ранее застывших базальтов в изливаемом риолите. В некоторых случаях можно наблюдать также следы процессов передвижения в магме кристаллов отдельных минералов, выделяющихся из нее в порядке реакционной схемы Боуэна. Как пример можно привести данные, полученные Фуллером (1939 г.) при изучении процессов гравитационной аккумуляции оливина в позднегеретичных базальтах юго-восточного Орегона (США). Он сравнивает передвижение и накопление в более глубоких частях остывающего базальтового потока кристаллов оливина с накоплением песка в дельте реки (табл. X).

Базальты характеризуются в химическом отношении сравнительно малым содержанием  $\text{SiO}_2$  (52—45%), которое понижается в пикритовых базальтах, переходных к пикритам. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  подвергается резким колебаниям, большей частью в пределах 10—20%, реже несколько больше.

Таблица 28

Химические анализы базальтов

	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	П. п.п.
1	46,64	1,71	8,68	2,04	10,52	20,85	7,15	1,41	0,28	0,23
2	50,29	3,03	12,92	1,48	9,77	8,07	10,84	2,26	0,46	0,38
3	48,33	2,76	14,14	3,65	9,55	6,94	10,00	2,94	1,03	—
4	42,77	0,66	11,45	1,77	11,41	17,85	7,59	0,29	0,79	4,09
5	44,96	0,25	20,24	1,86	7,71	4,45	11,12	2,44	1,07	4,46

Коэффициенты Ниггли

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>a</i>
1	82	9	74	14	3	0,1	0,8	1,4
2	120	18	49	27	6	0,1	0,6	1,7
3	111	19	48	25	8	0,2	0,5	1,6
4	82	13	70	15	2	0,6	0,7	1,3
5	116	20	48	26	6	0,2	0,7	1,6

1 — средний пикрит-базальт Гавайских островов, вполне соответствующий среднему мировому океаниту (по Тиррелю). 2 — господствующий средний базальт Гавайских островов. 3 — средний платобазальт (по Вашингтону). 4 — пикритовый базальт (диабаз); В. Сибирь. 5 — базальт Ключевой сопки; поток 1932 г.

Характерно значительное содержание MgO и CaO, также FeO в более основных пикрит-базальтах (до 13% и более); мало щелочей; резко выражено преобладание Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O. В магматических формулах Ниггли бросается в глаза резко пониженный коэффициент *al*, повышенный *c*, очень малый *alk* и значительный *fm*. За пределы 60 коэффициент *fm* выходит только в пикрит-базальтах.

Сравнивая химические анализы базальтового потока в Антриме (Ирландия), обладающего мощностью около 5 м, можно видеть проявление кристаллизационной дифференциации с накоплением в нижней части потока магния и железа, т. е. оливина.

Сравнение анализов базальтов и габбро показывает, что обе группы пород имеют одинаковые характерные черты.

Таблица 29

Химические анализы диабазов

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.
1	52,99	1,13	17,00	3,12	3,88	5,01	7,23	3,20	2,78	2,03
2	50,25	0,65	15,42	2,41	10,81	6,20	9,60	1,91	0,68	1,53
3	49,10	1,15	17,85	3,43	5,05	6,81	12,62	2,96	1,06	1,06
4	47,38	1,03	14,36	4,36	6,19	6,30	16,71	1,93	0,07	1,20
5	45,07	1,20	15,62	2,37	7,67	9,86	10,96	2,52	0,07	4,32
6	51,15	1,80	16,96	7,86	4,02	3,30	6,47	3,83	2,04	1,85
7	46,01	2,21	15,21	1,35	8,69	4,18	8,64	4,97	0,34	7,46

Коэффициенты Ниггли

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>a</i>
1	148	28	37	21	14	0,4	0,6	1,9
2	122	22	48	25	5	0,2	0,5	1,7
3	110	24	38	30	8	0,2	0,6	1,5
4	101	18	39	39	4	0,03	0,5	1,5
5	98	20	50	25	5	0,02	0,6	1,4
6	142	28	39	19	14	0,3	0,3	1,7
7	124	24	39	24	13	0,04	0,4	1,6

1 — оливиновый диабаз, Верхний Амур. 2 — диабаз; Анабарский массив. 3 — нефитовый диабаз; Павдинская дача, Северный Урал. 4 — габбро-диабаз; Красноуральское асбестовое месторождение, Урал. 5 — альбитовый диабаз. 6 — спилит; гора Магнитная, Урал. 7 — спилит (по Уэллсу).

Химический состав диабазов в общем близок к составу габбро и базальтов, однако носит на себе явные следы изменений, выражающихся в увеличении содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и повышение щелочности.

Излившиеся аналоги габбровых пород, покрытые более юными отложениями, сравнительно легко изменяются под влиянием процессов горообразования и связанного с ними давления, а также под влиянием интрузий, главным образом гранитных магм.

Эти изменения аналогичны тому, что происходит и с глубинными габбровыми породами: плагиоклаз в большей или меньшей степени соскритизирован и эпидотизирован, пироксены уралитизированы или хлоритизированы. В результате такого преобразования долериты превратились в диабазы, базальтовые порфириды — в диабазовые или авгитовые. Одновременно с разрушением полевых шпатов идет также и образование карбонатов. Теряя  $\text{CaO}$ , обогащаясь  $\text{Na}_2\text{O}$ , плагиоклаз постепенно перекристаллизовывается в более кислый вплоть до альбита (альбитизация).

Базальтовые и диабазовые породы в ряде случаев характеризуются тем, что в них наблюдается концентрация тех или иных металлов, с образованием преимущественно небольших месторождений.

В трапповых районах Сибири имеются места с признаками сульфидного оруденения. Особенно ценным является сульфидно-платиновое оруденение ливационного типа. В других местах пока обнаружены только слабые признаки оруденения (титаномагнетиты и полиметаллические руды). Характерно слабое развитие пегматитовых выделений, указывающее на сравнительно малое содержание летучих компонентов в этих породах. К диабазам приурочены крупнейшие месторождения самородной меди у Верхнего озера (США).

Из полезных ископаемых Исландии и ряда мест Якутии ценным является исландский шпат (в миндалинах диабазовых покровов, в жилах, секущих трапповые интрузии, в трапповых брекчиях). В диабазах и базальтах встречаются также месторождения агата и халцедона.

Диабазы и базальты представляют превосходный по своей крепости материал для построек домов, мостов, укреплений. Одновременно столбчатая структура делает их добычу сравнительно легкой. Твердость и вязкость делают их незаменимым материалом также для брусчатки, применяемой в дорожном строительстве. Единственный недостаток: с течением времени поверхность такой брусчатки становится очень гладкой и скользкой в связи с плотной структурой и в общем одинаковой (около 6) твердостью минералов, входящих в состав породы. Сопротивление давлению среднезернистых и мелкозернистых базальтов достигает 3 500, иногда 5 000  $\text{кг/см}^2$  (Берестовец

и Злазни). В большом количестве для брусчатки используется диабаз на берегу Онежского озера. Сопротивление давлению этого диабаза достигает 2000, иногда 2700 кг/см<sup>2</sup>.

Базальты и диабазы представляют собой прекрасный материал и для получения плавящихся пород, потому что они плавятся при сравнительно низкой температуре (около 1200—1250°), легко отливаются в формы, кристаллизуются и закаляются в виде очень вязкой базальтоподобной массы.

### ГРУППА ДИОРИТОВ И АНДЕЗИТОВ (ДАЦИТОВ)

Глубинные породы этой группы (диориты) в общем играют второстепенную роль в составе земной коры, составляя не более 1% всей массы глубинных пород, а излившиеся аналоги типа андезитов пользуются чрезвычайно широким распространением, составляя до 25% всей массы изверженных пород.

Диорит-андезитовые магмы рассматриваются как промежуточные между легко подвижными, даже при отсутствии летучих, габброидно-базальтовыми магмами и вязкими, легко подвижными лишь в присутствии большого количества летучих гранитными магмами. Лавы часто обладают значительной вязкостью. В соответствии с более кислым характером этих пород, большим содержанием щелочей, в первую очередь Na<sub>2</sub>O, и большим содержанием летучих в магме, главную роль в составе этих пород играют средние плагиоклазы, а среди темноцветных приобретают крупное значение в глубинных и интрузивных породах амфиболы, как минералы, содержащие гидроксил.

**Первичные минералы:** главные — средние, реже кислые плагиоклазы, амфиболы, биотит, моноклинные пироксены, ромбические пироксены, в кислых типах — кварц; второстепенные: калиевый полевой шпат, апатит, титанит, магнетит, титанистый железняк, турмалин, иногда оливин.

**Вторичные минералы:** серицит, каолинит, хлорит, уралит, минералы группы эпидота, карбонаты, лейкоксен и др.

### Диориты

Диоритами называются глубинные породы, состоящие из среднего плагиоклаза и какого-либо темного минерала (амфибола, пироксена или биотита) и имеющие массивную зернистую структуру. Кроме того, в состав диоритов нередко входят кварц, изредка небольшие количества калиевого полевого шпата, апатит, магнетит, ильменит и др. В более кислых типах диоритов кварц приобретает значительную роль. Диориты в среднем содержат 35% темноцветных минералов.

Постепенными переходами диориты связаны, с одной стороны, с более основными породами при уменьшении кислотности плагиоклаза и замене амфиболов пироксенами, с другой стороны, с гранитными породами при увеличении содержания калиевого полевого шпата и кварца.

Главной составной частью диоритов является плагиоклаз (до 75% всей породы, иногда и более), обыкновенно более или менее мутный, то толсто-, то тонкотаблитчатый по (010). Плагиоклаз чаще всего представлен андезином, реже олигоклазом, окраска обычно белая или слабо зеленоватая. Из темных минералов преобладает обыкновенная роговая обманка, черная, в шлифе зеленая, реже присутствует пироксен, представленный авгитом, частью также гиперстеном, реже энстатитом, особенно редко присутствует и играет подчиненную роль биотит.

Общая окраска диоритов серая, иногда зеленовато-серая. В случае преобладания темных минералов или при более тонкой зернистости и свежести плагиоклаза диориты приобретают темносерую, почти черную окраску. Красные окраски отсутствуют, что отличает диориты от гранитов и сиенитов.

Структура диоритов зернистая, гранитная (табл. XI, рис. 1); иногда наблюдаются также порфириовидные разности. В более кислых и одновременно богатых полевыми шпатами разностях первыми выделяются пироксены, за ними — амфиболы; биотит обычно выделяется почти одновременно с плагиоклазами. Идиоморфизм плагиоклазов по отношению к калиевым полевым шпатам и кварцу выражен очень резко; наоборот, темные минералы резко идиоморфны по отношению к плагиоклазам. В более основных разностях, где количество плагиоклаза меньше, а темных минералов больше, наблюдается почти одинаковый идиоморфизм плагиоклазов и темных минералов, но иногда плагиоклазы становятся более идиоморфными, чем темные минералы. В ряде случаев наблюдаются шаровые текстуры.

Часто диоритами называют породы, которые к диоритам определенного состава, первичным глубинным породам, на самом деле отношения не имеют и представляют собой вторичные, глубоко преобразованные породы, прежде всего габбровые, как глубинные, так и излившиеся. Так, например, на Урале диоритами называют амфиболитизированные габбро и амфиболиты, например „диориты“ Назямского хребта.

Среди диоритов различают несколько типов.

Наиболее часто встречаются роговообманковые диориты или собственно диориты, выступающие в местах, где развиты граниты. Местами они связаны частью и с габбровыми породами и переходят в кварцевые диориты, например по восточной окраине габбровой полосы, платиноносных районов Урала, далее на Алтае, Кавказе и др.

Значительно реже встречаются роговообманково-биотитовые диориты, в особенности биотитовые диориты (Ирландия).

Среди пироксеновых диоритов имеются как авгитовые, так и гиперстеновые (ряд мест в Подолии на Украине).

К диоритам относятся также и некоторые разновидности с особыми названиями, занимающие промежуточное место между диоритами и гранитами. Сюда относятся тоналиты, представляющие собой обыкновенно светлоокрашенные, гранитовидные кварцево-биотитовые и роговообманковые диориты с кварцем и небольшим содержанием ортоклаза. Выступают они в Адамелло (Тироль), известны в виде небольших массивов на Кавказе, в особенно крупных размерах в районе Алайского хребта в Средней Азии. К кварцевым диоритам близки гранодиориты, связанные переходами с гранитами, содержащие свыше 60%  $\text{SiO}_2$ , адамеллиты и банатиты; последние два типа, более бедные кварцем, чем тоналиты, выступают крупными массами в Венгрии, в Банате (Догначка, Моравица), также на Кавказе (около Садона) и в других местах.

Диориты связаны с габбро через габбро-диорит, представляющий собой по большей части то же габбро, в котором во время магматического процесса пироксен заменила роговая обманка.

В химическом отношении диориты характеризуются большим содержанием  $\text{SiO}_2$ , чем в габбро (в среднем около 60%, в габбро около 50%), несколько меньшим —  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ . Содержание  $\text{CaO}$  не особенно велико (около 5—10%); этим обусловлено меньшее количество анортитового вещества, чем в габбровых породах. Количество  $\text{Na}_2\text{O}$  увеличивается, вместе с тем увеличивается содержание альбита; несколько увеличивается содержание  $\text{K}_2\text{O}$ . Отношение  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$  в нормальных породах колеблется от 2:1 до 3:1. Общее количество окислов железа превышает содержание  $\text{CaO}$ ;  $\text{MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  присутствуют приблизительно в тех же количествах, как и в габбро, или несколько меньших.

Таблица 30

Химические анализы диоритов

	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	П. п. п.
1	41,06	1,17	21,05	5,23	5,19	8,39	14,10	2,07	0,45	0,89
2	56,42	0,80	18,16	7,29	1,23	2,55	6,97	5,79	0,42	0,66
3	59,30	0,41	17,30	0,71	4,85	2,96	6,50	3,96	1,55	1,54

Коэффициенты Нигглы

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>a</i>
1	80	24	41	30	5	0,1	0,6	1,1
2	166	31	30	22	17	0,1	0,4	1,9
3	191	33	29	23	15	0,2	0,5	2,3

1 — габбро-диорит; Денежкин Камень, Урал. Порода представляет по существу амфиболитизированное под влиянием интрузивных процессов габбро.  
2 — диорит; Средний Урал. 3 — кварцевый диорит; Средний Урал.

В процессе изменения диоритов часто образуются хлорит и минералы группы эпидота как вторичные минералы, поэтому диориты при своем преобразовании приобретают зеленоватую окраску.

Форма залегания диоритов — штоки различной величины, обычно не особенно большие (в Альпах и Карпатах, на Урале, в Средней Азии). Иногда диориты встречаются также в виде даек.

Контактные явления около массивов диоритовых пород выражаются в том, что под влиянием диоритов образуются иногда минералы, содержащие фтор, бор и др. (топазы, турмалины и т. д.). Явления контактного метаморфизма вокруг тоналитов хорошо наблюдаются в районе Киргиз-Ата в Алайском хребте, где окружающие породы превращены в кристаллические известняки, мраморы, частью в гранатовые, везувиановые и другие породы. Аналогичные явления наблюдаются около тоналитовых пород в Закавказье, в Тирольских Альпах (Адамелло) и т. д.

Возраст диоритовых пород различный — начиная от докембрийского до третичного. Сопротивление сжатию достигает в диоритах 1000—2500  $\text{кг/см}^2$ .

**Андезиты, дациты и порфириты**

Андезиты и дациты, как свежие, так и более или менее сильно измененные (носящие название порфиритов), представляют собой излившиеся аналоги диоритов и кварцевых диоритов, также плагиогранитов — переходные типы от базальтов и диабазов к липаритам и кварцевым порфирам, производным гранитной магмы.

Андезиты и порфириты (табл. XI, рис. 2—6) — порфировые породы. Первые — неовулканические, т. е. третичные и послетретичные, свежие. Вторые — палеовулканические, т. е. до третичные, более сильно измененные, так как в ряде случаев были покрыты новыми, более юными отложениями и, продвигнувшись в более глубокие горизонты земной коры, претерпели более или менее сильные изменения. Эти породы часто приобре-

тают, в связи с образованием в них хлорита и уралитовой роговой обманки, зеленоватую окраску.

Среди выделений присутствует обычно средний плагиоклаз (олигоклаз-андезин, андезин или андезин-лабрадор), в андезитах часто свежий и стекловидный, напоминающий по виду санидин (с так называемым микротиновым характером), а в порфиритах мало прозрачный и матовый. Характеризуется часто прекрасно выраженной зонарной структурой. В ряде андезитов присутствует среди выделений также бипирамидальный кварц (кварцевые андезиты или дациты и кварцевые порфириты); из темных минералов — чаще всего роговая обманка и пироксены (авгиты, энстатит или гиперстен), то отдельно одни от других, то иногда и одновременно; в некоторых случаях присутствует также и биотит. Кроме того, иногда встречаются гранат, оливин, титанит, почти всегда апатит и магнетит, ильменит. Выделения часто в значительной степени корродированы, особенно кварц, биотит и роговая обманка; часто, особенно по краям, они претерпевают изменения в связи с высокой температурой при излиянии магмы.

Основная масса состоит главным образом из плагиоклаза, в дацитах и кварцевых порфиритах с примесью кварца и небольшого количества калиевого полевого шпата; кроме того, часто примешаны мелкие зерна авгита, магнетита, апатита. Структура основной массы иногда диорит-порфиритовая; когда стекло заполняет остающиеся промежутки — интересертальная; при преобладании стекла — гиалопилитовая.

Иногда наблюдаются также и андезитовые и дацитовые стекла, как лишённые воды, так и содержащие ее — обсидианы, пемза, перлиты, пехштейны, тождественные по составу со многими андезитами.

При излиянии андезитовые лавы иногда выделяют значительное количество газов, которое придает им пузырчатую текстуру. В результате получаются так называемые туфовые лавы. Эти лавы отличаются большой легкостью и легко распиливаются. Особенно крупных размеров потоки их достигают на Алагезе (Армения). Крупная добыча этих лав около Артика снабжает каменным строительным материалом не только Закавказье, но и юг Европейской части СССР. Их объемный вес часто 1,1—1,3, иногда ниже 1,0.

Дациты, в зависимости от состава, делятся на биотитовые, роговообманковые, пироксеновые. Вкрашленники в них принадлежат кислому плагиоклазу, кварцу и одному из темных минералов. Августовые дациты выступают, между прочим, в Армении (гора Паландекен-Даг), роговообманковые дациты — в окрестностях Боржоми, в долине р. Куры, дациты с гиалопилитовой основной массой — на Эльбрусе. Августовые дациты известны на Казбеке, а также во многих местах в Северной и Южной Америке, особенно в Андах, в Венгрии, Италии (Евганей) и др.

Среди андезитов различают биотитовые, роговообманковые, гиперстеновые, авгит-энстатитовые и др. Андезиты известны во многих местах Северной и Южной Америки, на Кавказе (Казбек и др.), в Армении около озера Севан и в Венгрии. Они изливаются и в настоящее время многими вулканами вокруг Тихого океана, начиная с Камчатки, Курильских и Алеутских островов, далее в Северной и Южной Америке — Мон-Пеле на острове Мартиника (извержение 1902 г.), Колима (1903 г.), Кракатау (1883 г.), рядом вулканов Зондского архипелага и огромным числом других.

Как андезиты, так и дациты очень разнообразны по составу и связаны переходными типами с рядом других пород. Переходные типы от андезитов к базальтам — андезитобазальты, широко распространенные, между прочим, в Армении (Алагез, окрестности озера Севан); андезиты, тесно связанные с более кислыми и богатыми щелочами породами — с трахитами, носят название андезито-трахитов (Кавказ).

Порфириды представляют собой измененные андезиты и дациты, частью также андезито-базальты, которые находятся главным образом в тектонически нарушенных частях земной коры. В зависимости от состава и строения различают порфириды диабазовые, уралитовые (с роговой обманкой в виде уралита), пироксеновые, авгитовые, роговообманковые и кварцевые. Широким распространением пользуются туфы порфиритов на Алтае и в других местах Сибири, на Урале, на Кавказе (в Азербайджане, Грузии, Армении), на Украине и т. д. Если плагиоклаз имеет состав альбита, порода носит название альбитофира.

Туфы порфиритов в значительной степени изменены, как и порфириды, которые они сопровождают. Они не сохранили своего первоначального состава: плагиоклазы их в значительной степени альбитизированы, одновременно в большей или меньшей степени эпидотизируются и сосюритизируются, иногда по ним развивается хлорит или серицит вплоть до мусковита; пироксены также часто уралитизированы или хлоритизированы.

В областях, подвергшихся воздействию горообразующих сил, эти породы переходят в зеленокаменные сланцы и настолько сильно изменены, что часто нет возможности решить, образованы ли они из порфиритов, или из их туфов.

Когда диоритовые магмы кристаллизуются вблизи земной поверхности, они имеют широкое распространение, например на Урале, и дают жильные породы, называемые диоритовыми порфиридами.

Своеобразные андезиты, по своему химическому и минералогическому составу приближающиеся к трахитам (группа щелочных излившихся пород), носят название трахиандезитов. В них иногда присутствуют также и щелочные минералы, нефелин, лейцит и натровые амфиболы и пироксены (Центральная Франция, Канарские и Азорские острова и т. д.).

Андезиты, дациты и порфириты имеют в общем такой же химический состав, как и диориты. Они более кислые, чем соответствующие глубинные породы, что видно из сравнения коэффициента  $si'$  и обладают большей щелочностью, судя по величине коэффициента *alk*.

Таблица 31

Химические анализы андезитов, дацитов, порфиритов

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.
1	52,19	1,71	17,80	7,47	2,29	4,67	8,10	3,66	1,57	0,44
2	59,16	0,94	15,89	1,77	3,71	3,07	5,20	3,03	3,20	3,40
3	60,72	0,35	18,19	2,28	3,54	2,56	6,29	3,92	1,57	0,64
4	65,58	0,43	13,99	5,05	1,87	0,64	3,29	5,61	2,19	0,97
5	58,96	0,75	18,20	3,79	2,08	2,16	5,35	4,36	3,05	0,89
6	59,39	0,47	13,25	1,93	3,08	6,81	4,31	3,71	2,84	1,80
7	55,95	0,63	15,14	1,04	4,24	6,36	5,52	2,98	2,90	4,95

Коэффициенты Нирггль

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>a</i>
1	135	27	38	23	12	0,2	0,5	1,7
2	204	32	32	19	17	0,4	0,5	2,4
3	200	35	28	22	15	0,2	0,5	2,3
4	264	33	25	15	27	0,2	0,2	3,0
5	193	35	26	19	20	0,3	0,4	2,2
6	183	24	44	15	17	0,3	0,7	2,5
7	168	27	41	18	14	0,4	0,7	2,2

1 — андезито-базальт; Алагез. 2 — авгитовый андезит; река Солонечная, Восточное Забайкалье. 3 — роговообманковый андезит. 4 — дацит. 5 — грахландезит, озеро Севан. 6 — роговообманковый порфирит; река Солонечная, Восточное Забайкалье. 7 — авгитовый порфирит; Верхнеамурский район.

Формы залегания андезитов и порфиритов разнообразны. В некоторых случаях они образуют небольшие штоки, иногда лакколлиты (третичные андезиты горы Генри в США), часто образуют небольшие залежи и дайки (ряд районов СССР), обычно же потоки и покровы, сопровождающиеся рыхлыми продуктами извержения и их туфами. Мощность покровов некоторых порфиритов значительна; так, в окрестностях горы Лугано (Альпы) она достигает 400—500 м.

Андезиты пользуются широким распространением, в особенности по западным берегам Северной Америки, также в Цен-

тральной Америке, в последней на протяжении около 1000 км имеется вулканическая область с непрерывными излияниями по преимуществу диоритовой магмы. Излияния эти начинаются с мелового периода. Со времени плейстоцена изливались базальты, андезиты, дациты, риолиты, особенно в больших количествах андезиты и дациты. Характерно, что каждый тип сохраняет химическую и минералогическую однородность на протяжении свыше 750 км. Очевидно, все лавы получились из одного вулканического очага, из одной и той же дифференцирующейся магмы при однообразных условиях. Объем бассейна определяется некоторыми геологами в 75 000 км<sup>3</sup>. Характерно, далее, что вулканы, находящиеся на расстоянии нескольких километров один от другого, действуют независимо друг от друга и дают лавы различного состава.

Возраст порфиритов на Урале и в других районах СССР чаще всего палеозойский. Отдельность в них частью неправильная, частью, как и в базальтах, столбчатая, в более основных районах шаровая.

Порфириты и андезиты применяются для построек, для мостовых. Крупные разработки их находятся в ряде мест (Квенаст в Бельгии). В большом количестве применяются в настоящее время плотные андезиты, как кислотоупорный материал, не растворимый в серной кислоте, и для получения из них штучных камней.

#### ГРУППА ГРАНИТОИДОВ И ЛИПАРИТОВ

Группа гранитоидов и липаритов объединяет кислые изверженные породы, которые играют наиболее крупную роль среди глубинных пород, составляя не менее 20% всей массы последних, выявленной на поверхности земли. Часто образуют огромные массивы. От кварцевых диоритов отличаются присутствием калиевого полевого шпата. По мере обогащения пород калиевым полевым шпатом плагиоклаз становится более кислым.

Одной из характерных особенностей гранитоидов и липаритов является то, что они могут быть разделены на две подгруппы, в зависимости от количества и характера присутствующих в них щелочей; щелочно-земельные (нормальные) и щелочные (главным образом натровые). Их минералогический состав не вполне одинаков.

##### 1. Щелочно-земельная (нормальная) подгруппа

**Первичные минералы:** главные — кварц, калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы (чаще всего олигоклаз), биотит, мусковит, амфиболы, моноклинные пироксены, редко ромбические пироксены; второстепенные — апатит, циркон, ортит, ксенотим, магнетит, турмалин, плавиковый шпат.

**Вторичные минералы:** серицит, каолинит, хлорит, уралит, минералы группы эпидота.

**Первичные минералы:** главные — кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз (альбит), щелочные пироксены, щелочные амфиболы, биотит; второстепенные — циркон, магнетит, турмалин, плавиковый шпат.

**Вторичные минералы:** серицит, каолинит, хлорит.

Характерно, что в состав гранитоидов и линаритов входят те минералы, которые находятся в нижней части реакционной схемы Боуэна — кислые плагиоклазы, калиевый полевой шпат, кварц и биотит, т. е. минералы щелочные и богатые кремнекислотой и в то же время с наименьшим удельным весом, которые могут кристаллизоваться только в присутствии минерализаторов (сухие расплавы обладают значительной вязкостью и застывают в виде стекла).

Отсюда вытекают и характерные особенности гранитной магмы, обычно богатой кремнекислотой и щелочами и бедной магниезально-железистыми окислами. Без летучих компонентов она отличается значительной вязкостью даже при сравнительно высоких температурах и делается тем более легко подвижной и тем менее вязкой, чем больше в ней летучих компонентов.

Из этих свойств вытекают и все минералогические и структурные особенности глубинных, интрузивных и эффузивных пород, образующихся из гранитной магмы.

На глубине они особенно легко кристаллизуются при большом давлении и большом содержании летучих компонентов и дают начало полнокристаллическим породам с разной крупностью зерна — гранитам и гранодиоритам. При более низком давлении, следовательно ближе к поверхности земли, структуры носят более мелкозернистый характер (липариты и кварцевые порфиры), вплоть до полностью стекловатых пород. Последние наблюдаются значительно чаще, чем среди ранее охарактеризованных пород.

### Гранитоиды

Общим именем гранитоидов называют граниты и гранодиориты (табл. XII), которые представляют собой кислые глубинные породы, зернистые (гипидиоморфно-зернистые), иногда порфировидные массивные, и состоят из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и какого-либо темного минерала, чаще всего биотита, реже амфибола, еще реже пироксена.

Из этих минералов в среднем приходится на долю кварца 25—30%, полевых шпатов 65—70% и темноцветных минералов, главным образом биотита, 5—10%. В зависимости от относительных количеств темных и светлых минералов, выделяют разновидности лейкократовые, почти лишенные первых, мезотипные, с содержанием первых около 10%, и меланократовые, с большим содержанием цветных минералов.

В среднем состав гранитов близок к анхизтектическому, так как эвтектическая смесь кварца и ортоклаза представляет собой отношение этих минералов, равное 27,5 : 72,5.

Большинство минералов, образующих основную массу породы, относятся к минералам с довольно высокими температурами плавления. Так, кварц переходит при нагревании в кристаболит, а последний плавится при  $1713^{\circ}$ , альбит плавится при  $1100^{\circ}$ . Ортоклаз инконгруентно плавится при  $1170^{\circ}$ , образуя кремнекислосое стекло и мусть из лейцита, исчезающую при  $1530^{\circ}$ .

К числу второстепенных минералов относятся мусковит, иногда играющий роль главного минерала, гранат, апатит, циркон, титанит, магнетит и некоторые другие. Благодаря тому, что количество темных минералов в гранитах обыкновенно очень невелико, окраска большинства гранитов светлая и обусловлена окраской полевых шпатов. Темную окраску имеют граниты с пироксенами.

Из щелочных полевых шпатов чаще всего присутствуют ортоклаз и микроклин в виде неправильных зерен или таблитчатых по (010) кристаллов с неявными гранями, лучше образованных в порфириовидных разностях. Окраска их разнообразна: белая, синевато-серая, часто мясо-красная различных оттенков; иногда окраска темная, почти черная (рапакиви Киевской области). Нередки карлсбадские двойники. Под микроскопом видно присутствие вростков альбита и олигоклаз-альбита (пертит и микропертит); обыкновенно более или менее сильно разрушены; иногда содержат в большом количестве идиоморфные включения кварца.

Плаггиоклазы в большинстве случаев принадлежат к кислым (олигоклаз до андесина); в богатых щелочами и бедных СаО гранитах плаггиоклазы имеют состав альбита. Плаггиоклазы образуют обычно меньшей величины зерна, но более идиоморфные, чем микроклин и ортоклаз. Окраска плаггиоклаза белая, серая, иногда зеленоватая и желтоватая, реже красноватая или темная до почти черной. Под микроскопом иногда заметна слабо выраженная зонарная структура.

Кварц образует по большей части неправильные зерна, представляя собой последний по времени продукт кристаллизации. Он идиоморфен в двуслюдяных и особенно в мусковитовых гранитах, где кристаллизация его шла одновременно с продолжавшейся кристаллизацией полевых шпатов. Обычно дымчато-серый, в раздробленных гранитах белый, напоминает сахар; реже окраска его красная (граниты Мейсена в Саксонии) или голубоватая.

Биотит образует небольшие таблитчатые по базису листочки с сильным блеском на плоскостях спайности. Окрашен в темнобурый, почти черный цвет, под микроскопом коричневый различных оттенков, реже наблюдается зеленая окраска. Иногда переходит в зеленый хлорит и другие минералы.

Мусковит лишь в немногих гранитах присутствует как первичная составная часть, в виде неправильных перламутровобелых, иногда зеленоватых или желтоватых листочков, иногда в параллельном срастании с биотитом.

Из амфиболов чаще всего присутствует обыкновенная черная роговая обманка. В щелочных гранитах присутствуют натровые амфиболы: арфведсонит, рибекит, гастингсит и др.

Пироксены представлены в большинстве случаев эвгитом, в некоторых гранитах присутствуют ромбические пироксены (гиперстен). В щелочных гранитах наряду с авгитом присутствуют, иногда совершенно заменяя его, эгириин-авгит и эгириин (акмит), не отличимые простым глазом от других пироксенов.

Содержание железорудных минералов (магнетита в виде черных неправильных зернышек, железного блеска и др.) в гранитах невелико. Титанит образует округлые зерна или же кристаллы темнокоричневого цвета, сильно блестящие. Апатит в виде мелких столбиков и удлиненных зерен микроскопических размеров вместе с цирконом обыкновенно образует включения в биотите. Кроме того, в редких случаях присутствуют голубоватые зерна кордиерита, иногда также гранат в виде красных изометричных зерен и ортит в виде черных зерен и кристаллов. Турмалин в виде черных зерен или игольчатых кристаллов собирается в некоторых гранитах отдельными участками, окрашенными в черный цвет (турмалиновые солнца).

Структура гранитов равномернозернистая (гипидиоморфно-зернистая), иногда порфировидная. Последовательность выделения минералов подчиняется правилу Розенбуша, которое приведено выше; иногда, например в гранитах, богатых мусковитом, частью в рапакиви, наблюдаются отступления от этого правила. Кварц обладает довольно резко выраженным идиоморфизмом по отношению к калиевым полевым шпатам. Встречаются участки с микропегматитовой структурой (табл. III, рис. 2). В связи с обогащением гранитной магмы летучими, при образовании гранита наблюдаются весьма энергичные процессы замещения и разъедания ранее выделившихся минералов более поздними продуктами кристаллизации (пертиты замещения, мirmekит, замещение калиевого полевого шпата кварцем и т. д.).

Иногда структура переходит в пегматитовую по мере увеличения размеров зерен. Редко наблюдается шаровая текстура (чередование слоев, обогащенных то биотитом, то кварцем с полевым шпатом). Иногда граниты обладают более или менее резко выраженной сланцеватостью, обусловленной либо пьезокристаллизацией, т. е. кристаллизацией во время процессов горообразования, либо динамометаморфизмом.

Граниты пользуются чрезвычайно широким развитием, выступая громадными массами почти повсюду, где имеются кристаллические породы, особенно часто входят в состав докембрийских образований.

**Нормальные граниты.** Наиболее часто встречаются биотитовые граниты, в которых из темных минералов присутствует лишь биотит; мусковит отсутствует; в Германии они получили название гранититов.

Биотитовые граниты разнообразны по структуре и окраске (средне- и крупнозернистые, равномернозернистые и порфирировидные, серые, мясо-красные и др.). Особенно широким распространением пользуются в Фенно-Скандии, в районе Украинского кристаллического массива, на Урале, Кавказе, Алтае, в Яблоновом, Становом хребтах и других горах Азии; в Западной Европе выступают громадными массами на Скандинавском полуострове, в Германии, во многих местах Франции, в Пиренеях, Альпах, Карпатах, Апеннингах, Балканах. Известны они также во многих местах Северной и Южной Америки, Африки и др.

С биотитовыми гранитами тесно связаны двуслюдяные граниты; эти граниты в Германии называются собственно гранитами. Они пользуются значительно меньшим распространением, чем биотитовые граниты, выступая в тех же областях.

Значительно меньшую роль, сравнительно с биотитовыми гранитами, но также образуя иногда крупные массивы, играют граниты роговообманково-биотитовые. Наиболее интересной их разновидностью являются рапакиви, выступающие значительными массами в Финляндии, окрестности Выборга, Аландские острова и т. д., в Швеции. На Украине рапакиви образуют два крупных массива.

Рапакивидные граниты встречены также на Урале. Рапакиви характеризуются большей частью крупнозернистой структурой и содержат в своем составе кварц, красноватый, сероватый или бурый микроклин, который образует обыкновенно крупные округлые, яйцевидные зерна (порфирировидные выделения), часто окруженные оболочкой из олигоклаза зеленого или иного цвета. Вместе с роговой обманкой и биотитом эти же минералы образуют и основную массу породы, расположенную между овидами микроклина.

В украинском рапакиви присутствуют также в некоторых случаях оливин, моноклинный пироксен и бесцветная роговая обманка (киевит), небольшие количества плавикового шпата, магнетит и другие минералы. Окраска рапакиви то зеленоватая, иногда довольно темная, то розовая, то красноватая, иногда темнокоричневая, в некоторых случаях почти черная (Городище, Киевской области, на р. Ольшанке).

Еще реже встречаются пироксен-биотитовые граниты. Довольно широко развиты они на Украине, главным образом в Подолии. В них пироксен представлен по большей части гиперстеном (гиперстен-биотитовые граниты).

Так же редки и пироксеновые граниты. Диаллаговый гранит выступает на Магнитной горе (Южный Урал), на юго-востоке

Украины. Особенно интересны гиперстеновые граниты, выступающие значительными массами по р. Бугу в Подолии, которые связаны с упомянутыми выше биотитовыми гранитами постепенными переходами. Они отличаются темным, почти черным цветом, присутствием голубого кварца, местами граната и диаллага. Чрезвычайно близкие породы известны в Ост-Индии (Мадрас), тоже с голубым кварцем, диаллагом и гранатом; они получили там название чарнокитов.

Характерным является то, что как на Украине, так и в других местах развития чарнокитовых пород (например в Индии, Норвегии, Канаде) можно наблюдать все стадии перехода от гиперстенового гранита, богатого кварцем и ортоклазом, через кварцевые гиперстеновые диориты, кварцевые нориты до норита. Безбородько применяет для тех же гранитов термин „бугит“. Бугиты содержат ортоклаз только в виде антипертита в плагиоклазе.

Для многих чарнокитов доказано сейчас, что они произошли в результате гибридизации, загрязнения нормальных гранитов, при ассимиляции ими осадочных пород.

Мусковитовые граниты характеризуются обычно резко выраженным идиоморфизмом кварца, образующего бипирамидальные зерна. Развиты в тех частях магматических бассейнов, где скопились в особенно больших количествах минерализаторы.

Особняком стоят породы, относимые некоторыми исследователями к гранатовым гранитам. Некоторые из них представляют собой зернистые гранитовидные породы, которые характеризуются содержанием в них микроклина, голубоватого кварца, граната, биотита, плагиоклаза, кордиерита (последний с характерными плеохроичными оболочками). Эти породы (гранат-кордиеритовые) пользуются широким распространением на северо-западе Украины, от Ровенской области до ст. Казатин и г. Винницы. Эти породы представляют собой глубоко преобразованные и интенсивно инъицированные мергелистые породы.

Среди биотитовых по преимуществу гранитов иногда выделяют „щелочные“ граниты, отличающиеся значительным содержанием в них одновременно окиси калия и окиси натрия.

Гранодиориты. Крупное значение среди гранитов имеют породы, относимые к гранодиоритам. Гранодиориты занимают промежуточное положение между типичными гранитами, сравнительно богатыми калиевым полевым шпатом, и кварцевыми диоритами. Линдгрэн настаивал на том, чтобы к гранодиоритам относили породы, ближе стоящие по относительному содержанию ортоклаза и плагиоклаза к кварцевым диоритам: плагиоклаза должно быть в два раза больше, чем ортоклаза (на 10—20% ортоклаза 20—40% плагиоклаза). Породы с содержанием ортоклаза от 20 до 40% и плагиоклаза от 60 до 80%. Линдгрэн относил к кварцевым монцонитам.

Среди пород гранитоидного характера, занимающих место между типичными гранитами и кварцевыми диоритами, можно выделить следующие главные типы:

**Гранит.** Ортоклаз резко преобладает над плагиоклазом.

**Адамеллит.** Ортоклаз преобладает над плагиоклазом. Около 67%  $\text{SiO}_2$ .

**Кварцевый монцит.** Ортоклаза столько же, как и плагиоклаза (андезина).

**Гранодиорит.** Плагиоклаз преобладает над ортоклазом и обычно имеет состав олигоклаза или олигоклаз-андезина (табл. XII, рис. 4).

**Банатит.** Близок к кварцевому диориту. Темноцветный минерал — авгит. 63—66%  $\text{SiO}_2$ .

**Тоналит.** Кварцевый диорит с роговой обманкой и биотитом и малым содержанием ортоклаза. Богатый кварцем тоналит называется трондьемитом.

**Кварцевый диорит.** Отличается почти полным отсутствием ортоклаза и присутствием роговой обманки.

Имеются переходы от гранодиоритов к породам, содержащим в основном из плагиоклазов лабрадор — кварцевые габбро, кварцевые нориты, кварцевые анортозиты.

Гранодиориты широко распространены как в Европейской, так и в Азиатской части СССР, почти во всех тех районах, где развиты кислые глубинные породы, а также и в различных других местах земного шара, в частности в Кордильерах на протяжении свыше 3000 км и в центральных частях США. Гранодиориты обычно тесно связаны переходами с кварцевыми диоритами и гранитами, с диоритами и габбро. По мере изучения гранитных массивов увеличивается площадь распространения гранодиоритов за счет гранитов. От гранитов гранодиориты отличаются большей основностью и залеганием не столько в виде батолитов, сколько в виде массивов вдоль горных цепей, в частности окаймляющих Тихий океан, также в различных частях СССР (Алтай, Казахстан, Саянский хребет, Забайкалье, Алайский хребет и др.).

**Щелочные граниты.** Щелочные граниты стоят особняком от нормальных гранитов, отличаясь химическим и минералогическим составом, и связаны с породами, не насыщенными кремнекислотой, содержащими заместители полевых шпатов. В них не насыщены щелочи, главным образом  $\text{Na}_2\text{O}$  (присутствует иногда в количестве свыше 13%). Этим они отличаются от перидотитов, в которых не насыщены кремнекислотой  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ . В зависимости от присутствия того или иного темного минерала различают щелочные граниты биотитовые, эгириновые, эгирин-авгитовые, арфведсонитовые, рибекитовые, кросситовые. В Европе и в Азии они играют, сравнительно с нормальными гранитами, подчиненную роль. Известны в Западном Забайкалье, в окрестностях Осло

(Южная Норвегия), в Швеции, на Корсике, в Добрудже и в некоторых других местах. Большие массы щелочных гранитов, окрашенных в зеленовато-черный цвет, встречаются в виде отдельных массивов неравномерной, по большей части крупно-зернистой структуры на юго-востоке Украины в районе Мариуполя, на Волини. Здесь в зависимости от характера темного минерала среди них можно выделить ряд разновидностей: гастингситовые, кросситовые, диалагово-гастингситовые и др. Развиты они также в Гренландии, Северной Америке (Массачусетс, Колорадо и другие штаты), в Африке (Мадагаскар, Абиссиния).

**Химический состав гранитов.** В зависимости от химического состава граниты можно разделить на две большие группы. К первой группе принадлежат граниты, богатые одновременно и щелочами и окисью кальция, т. е. *alk* и *s* по Ниггли. Эти граниты характеризуются присутствием в них как калиевых полевых шпатов, так и плагиоклазов (кислых) и широко распространены во всем мире. Их называют нормальными или щелочно-земельными гранитами. В других гранитах, пользующихся довольно широким распространением в Америке и Африке, CaO почти совершенно отсутствует и преобладает Na<sub>2</sub>O. Граниты такого рода называются щелочными. В них присутствует наряду с калиевым полевым шпатом в большом количестве почти чистый альбит, плагиоклазы отсутствуют, видную роль играют натровые пироксены и амфиболы. Следует отметить, что даже там, где они развиты, щелочные граниты играют подчиненную роль по отношению к нормальным гранитам.

Весовое содержание различных окислов в гранитах следующее: SiO<sub>2</sub> около 70%; сумма щелочей Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O колеблется около 8%, обыкновенно несколько меньше; CaO обыкновенно меньше 3%; MgO большей частью меньше 1%. В щелочных гранитах количество CaO понижается до десятых и сотых процента.

Таблица 32

Химические анализы гранитов

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.
1	70,77	0,39	14,59	1,58	1,79	0,89	2,01	3,52	4,15	—
2	65,69	0,57	16,11	1,76	2,68	1,93	4,47	3,74	2,78	—
3	62,36	0,67	16,41	2,57	3,82	2,83	5,45	3,41	2,13	—
4	65,04	0,51	15,38	1,86	2,04	1,61	3,73	3,99	3,55	0,96
5	70,26	0,40	14,35	0,97	1,41	1,28	2,45	4,92	3,82	0,41
6	69,03	—	13,84	1,70	3,41	0,12	1,85	3,89	5,51	0,94
7	71,65	—	14,08	1,37	2,18	0,06	0,65	3,15	6,12	0,84
8	69,37	0,26	16,55	2,23	2,18	1,58	2,06	2,53	2,42	0,69
9	74,40	0,24	9,26	3,59	0,63	0,45	0,80	4,04	6,12	0,26
10	61,72	0,80	17,42	2,00	4,05	1,77	4,73	3,89	2,09	0,90
11	65,72	0,31	14,48	1,47	3,02	2,89	4,09	2,82	4,13	1,05

Коэффициенты Ниггли

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>c</i>	<i>fm</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	$\alpha$
1	340	41	20	10	29	0,4	0,3	3,7
2	250	36	25	18	21	0,3	0,45	2,9
3	215	33	31	20	16	0,3	0,45	2,5
4	265	37	22	16	25	0,4	0,4	3,0
5	316	38	17	12	33	0,3	0,5	3,6
6	315	37	20	9	34	0,5	0,04	3,6
7	381	44	16	4	36	0,6	0,02	4,0
8	320	45	27	10	18	0,4	0,4	3,3
9	420	30	22	5	43	0,2	0,2	4,9
10	219	36	27	18	19	0,3	0,3	2,5
11	256	33	30	17	20	0,5	0,5	3,0

1—средний гранит по Дэли (546 анализов). 2—средний гранодиорит по Дэли (40 анализов). 3—средний кварцевый диорит по Дэли (55 анализов). 4—биотитовый гранит юрского возраста; Уровский тип, Забайкалье. 5—рогообманково-биотитовый гранит, порфировидный; Верхнеамурский район. 6—рапакиви; Малин, Киевская область. 7—биотитовый гранит коростенского типа; Житомирская область. 8—гранит (неоинтрузия); Дзирульский массив, Кавказ. 9—эгрин-авгитовый гранит. 10—гранодиорит; Котандинский массив, Алтай. 11—гранодиорит.

**Формы залегания гранитов.** Граниты по большей части образуют батолиты и штоки крайне различных размеров, выступаая на поверхности земли нередко в виде крупнейших массивов, занимающих тысячи квадратных километров. Так, в районе Финляндии имеются порфировидные граниты, занимающие площади до 25 000 км<sup>2</sup>. Выборгский рапакиви занимает площадь в 10 000 км<sup>2</sup>. Некоторые граниты залегают в форме, которая приближается к лакколлитам. В некоторых случаях граниты принимают другие формы, в частности жил и даек мощностью несколько десятков и более метров.

Обычно массивы гранитов, как и ряда гранодиоритов, сохраняют состав и структуру на больших пространствах без изменения. Это чрезвычайно характерно проявляется как в Финляндии, так и в пределах Украинской кристаллической полосы, где различные по возрасту гранитные массивы или группы их имеют одинаковый состав, структуру и окраску (коростышевский светлосерый крупнозернистый порфировидный гранит, антоновский серый мелкозернистый, равномернозернистый биотитовый гранит, рапакиви и др.). То же явление мы встречаем на Урале и в других местах развития гранитов.

В гранитах нередко наблюдаются участки различной величины и формы иного состава, чем самый гранит. Среди этих участков можно различать более темные, чем гранит: в них собрались в большом количестве темные составные части гранита (биотит, амфиболы, пироксены), также апатит, циркон,

магнетит и др.; они носят название основных выделений (шлифов). Во многих случаях их выделение обусловлено присутствием захваченных при извержении гранитной магмы глыб осадочных и других пород, частично сохранившихся и перекристаллизованных (ксенолиты). В других случаях в гранитах наблюдаются светлые участки — в виде жил аплитов или неправильных участков и жил пегматитов, состоящих главным образом из кварца и полевых шпатов.

Формы отдельности гранитов большей частью параллелепipedные, в некоторых случаях пластообразные, иногда неправильные. При особенно сильной степени разрушения гранит распадается на отдельные глыбы, нагроможденные одна на другую, — получается море скал (развалки). При быстром энергичном разрушении сланцеватых гранитов получаются в высоких горах остроконечные гребни (Альпы); когда разрушение уже подвинулось далеко и гранит массивен, в низких горах получаютcя сглаженные формы с покатыми склонами (Германия, Америка).

**Возраст гранитов.** Возраст гранитов разнообразен. В большинстве случаев граниты входят в состав докембрийских образований, залегая в виде батолитов, штоков, даек в древних гнейсах (Украина, Фенно-Скандия, Канада и др.), и тогда возраст их докембрийский. В других случаях граниты образуют батолиты, штоки, залежи и дайки в палеозойских слоях и местами превращают их в кристаллические сланцы. Таковы многие граниты Урала, Алтая, также Баварии, Чехословакии, Рудных гор, Шварцвальда и других гор Германии и некоторые граниты других стран; возраст этих гранитов палеозойский. Наконец в некоторых местах граниты проникают в более юные слои и изменяют их. Тогда возраст их мезозойский (граниты Забайкалья, Альп, Пиренеев), иногда кайнозойский (граниты Анд в Южной Америке).

Ряд гранитов в Восточной Сибири и Восточном Забайкалье относится к образованиям юрского возраста. Точно так же многие интрузии гранодиоритов и тесно связанные с ними глубинные породы (кварцевые диориты и граниты) в Закавказье (районы Чирагидзора, Кедабека, Дашкесана) и Центральном Кавказе относятся к образованиям юрского или более юного возраста, вплоть до третичного (неоинтрузии).

Изменения гранита после его образования могут быть обусловлены различными причинами: а) влиянием газов и паров, поднимающихся из недр земли (пневматолитические процессы); б) влиянием атмосферных вод (процессы выветривания); в) действием горообразующих сил (динамометаморфизм).

Под влиянием пневматолитических процессов могут происходить глубокие изменения гранитов: в некоторых случаях полевой шпат замещается кварцем и литиевой слюдой — получается грейзен; в других случаях появляются в большом

количестве турмалина и другие минералы. Можно думать, что переход гранита в каолин иногда также обусловлен пневматолитическими процессами.

Под влиянием выветривания в гранитах появляется буроватая окраска, они пронизываются массой тонких трещинок и, мало изменяя свой состав, разрыхляются — получается так называемая жерства. В других случаях, разрушаясь, полевые шпаты переходят главным образом в агрегат мелких серицитовых чешуек (серицитизация гранита) или могут дать начало мелким листочкам и чешуйкам белого каолинита (каолинизация гранита). При серицитизации и каолинизации гранит становится мягким и легко поддается действию текучих вод, которые уносят частицы его одну за другой.

При горообразовании развивается сильное одностороннее давление, под действием которого составные части гранитов раздробляются в большей или меньшей степени. Кварц при этом приобретает волнистое угасание, которое проходит как бы волной по зерну при вращении столика микроскопа между скрещенными николями. В случае более сильного раздробления зерно кварца распадается на большее или меньшее число отдельных участков, угасающих независимо одни от других, причем часто наблюдается распределение этих участков столбами — получается к а т а к л а з о в а я структура; при еще более сильном раздроблении структура может быть названа м о з а и ч н о й. В полевых шпатах явления катаклаза обыкновенно выражены более слабо, но и здесь иногда зерна распадаются и появляются агрегат более мелких зерен; в плагиоклазах наблюдаются изгиб и излом двойниковых полосок; слюды расщепляются и волнисто изгибаются. В некоторых случаях граниты могут быть совершенно истерты, превращены в роговиковую, часто почти черную плотную массу, в которой лишь с трудом можно узнавать мельчайшие зерна кварца, полевых шпатов и чешуйки слюд (милонит и ультрамилонит).

Обыкновенно (Альпы, Пиренеи и др.) раздробление гранитов не идет так далеко; они, сохраняя свой минералогический состав, приобретают резко выраженную сланцеватую структуру; сланцеватость обусловлена главным образом расположением листочков слюды перпендикулярно к направлению давления.

**Контакты гранитов с другими породами.** В породах, находящихся вблизи интрузирующей гранитной магмы, могут происходить глубокие изменения, обусловленные как высокой температурой гранитной магмы, так и действием тех газов и паров, которые выделяются из магмы при ее затвердевании. Эти изменения тем больше: а) чем больше масса гранитной магмы и б) чем на большей глубине происходит извержение магмы. Различные породы изменяются неодинаково сильно.

1. Контакты с глинистыми сланцами. Глинистые сланцы испытывают глубокие изменения в одних случаях без изменения химического состава (происходит простая перекристал-

лизация сланцев), в других случаях перекристаллизация сопровождается более или менее сильным изменением химического состава сланцев. В первом случае (Вогезы, некоторые места Рудных гор и др.) вдали от гранита в глинистом сланце появляются видимые простым глазом черные пятнышки, в которых скопляется пигмент (углистые частицы, магнетит), сперва равномерно распределенный в глинистом сланце, — получается пятнистый или узловатый глинистый сланец; иногда одновременно может начаться кристаллизация и некоторых новых минералов, именно андалузита (разновидность его хиа-столит), — получается хиастолитовый сланец. Ближе к граниту наблюдается полная перекристаллизация сланца, в нем образуются кварц, биотит, мусковит, иногда полевой шпат, причем сохраняются как узелки, так и сланцеватость, — получается узловатый слюдяной сланец. Еще ближе к граниту перекристаллизация становится еще более полной, в большом количестве появляются новые минералы, среди них особенно часто кордиерит, ставролит; пятнистость пропадает, остается сланцеватость — получаются слюдяные сланцы и гнейсовидные породы, если же исчезает и сланцеватость, — получается ясно кристаллическая роговиковая порода, в которой иногда присутствует и кордиерит, частью в виде порфировидных крупных зерен. Эти породы часто характеризуются тем, что зерна почти всех минералов, входящих в их состав, имеют неправильные, аллотриоморфные, изометричные очертания — получается типичная роговиковая или мостовидная структура, весьма сходная с булыжной мостовой. Данный тип метаморфизма наблюдается в случае контакта на не особенно большой глубине. Характерно для него почти полное отсутствие изменений химического состава преобразуемых в контакте осадочных пород; гранитная магма в контакте с глинистыми сланцами не изменяет их состава.

Иной тип был установлен французским петрографом Мишель-Леви, изучавшим контакты гранитов с глинистыми сланцами в Бретани (Франция). Глинистые сланцы по мере приближения к граниту становятся здесь сперва пятнистыми, затем слюдястыми; в непосредственном контакте с гранитом в них появляется белый полевой шпат (ортоклаз и олигоклаз), который как бы мигрирует из гранитной магмы в сланцы. Такие сланцы носят название фельдшпатизированных. Такого рода преобразования с проникновением в глинистые сланцы щелочей из гранитной магмы происходят на большей глубине, чем в первом случае.

На еще большей глубине контактные воздействия гранитной магмы на глинистые сланцы проявляются сперва в особенно сильной перекристаллизации и частичном обогащении глинистых сланцев щелочами с превращением их в слюдяные сланцы; они переходят в гнейсы в присутствии полевого шпата. Одновременно гранитная магма инфицирует их по сланцеватости

чаще огромным числом тонких прожилков, прослеживаемых иногда на значительном расстоянии от гранитного массива. Такие породы носят название инъицированных; самый тип преобразования глинистых сланцев в гнейсы называется инъекционным метаморфизмом. В районах развития крупных гранитных массивов такого рода явления широко распространены. На них особенное внимание было обращено Вейншенком. Явления инъекции особенно хорошо изучены в Альпах (Монблан), Пиренеях, Бретани, Баварском Лесу, а также во всех районах развития докембрийских образований (Фенно-Скандия, Украинский кристаллический массив и т. д.). Эти гранитные массивы, особенно крупных размеров, тесно сливаясь с окружающими породами, дают очень сложный комплекс магматических и метаморфических пород, где ясно выступают процессы мигматизации, инъекции и глубокого воздействия гранитов на окружающие породы.

Наконец, на еще большей глубине, где подъем изотерм достаточно велик, происходят процессы расплавления, растворения, вылавливания, ассимиляции глинисто-сланцевых пород гранитной магмой, т. е. процессы мигматизации и магматизации, связанные с повышением температуры и обилием минерализаторов.

Очень разнообразно метаморфизирующее влияние гранитов Урала, залегающих в виде штоков и лакколитов, которое приводит к образованию в контактах скарнов и роговиков, со слабым развитием пегматитов, но не сопровождается процессами инъекции и фельдшпатизации. Более значительные массивы гранитов приближаются по своему характеру к батолитам, но не несут на себе отчетливых следов мигматизации и не сопровождаются гнейсами; их остывание, очевидно, происходило на не особенно большой глубине.

2. Контакты с карбонатными породами. Известняки, мергели, доломиты разного рода в контакте с гранитами испытывают особенно интенсивные изменения. Чистые известняки нередко преобразуются в мраморы, почти не содержащие других минералов, кроме зерен кальцита. Благодаря присутствию различного рода примесей, в том числе окислов железа, глинозема и кремнекислоты, частью благодаря проникновению летучих из гранитной магмы, карбонатные породы перекристаллизуются с образованием новых минералов, среди которых видную роль играют прежде всего кальциевые алюмосиликаты, как гранаты (гроссуляры), везувиан, эпидот, цонзит, диопсид и др.; образуются также в ряде случаев волластонит, кварц. Одновременно образуются скопления окислов железа, чаще всего в виде магнетита.

Эти новообразования, в которых могут присутствовать также различные редкие элементы, входящие частью в состав различных редкоземельных минералов, носят общее название скарнов. Образование этих пород и возможность проникновения

в них новых элементов и соединений связаны с вытеснением  $\text{CO}_2$  из карбонатов и с тем, что  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  в момент их образования особенно интенсивно реагируют с другими окислами.

3. Контакты с кремнистыми породами. Кремнистые породы, в противоположность карбонатным и глинистым, обычно не содержат ни  $\text{CO}_2$ , ни  $\text{H}_2\text{O}$ ; в их состав входит свободная кремнекислота, но большей части в виде кварца. Поэтому эти породы в контакте с гранитами обычно почти не испытывают изменений или изменяются в слабой степени.

4. В контактах с различными магматическими породами могут происходить более или менее глубокие изменения последних. Нередко происходит десиликация самих гранитов и окремнение серпентинитов с новообразованием биотита и других минералов. Кислые породы (например, кварцевые порфиры) могут также испытывать изменения под влиянием процессов каолинизации, серицитизации и т. д., окварцевания с образованием новых пород, в частности вторичных кварцитов.

Выделяющиеся из гранитной магмы газы, поднимаясь в особенно больших количествах по трещинам внутри горных пород, дают начало образованию в трещинах и прилегающих породах новых минералов: топаза, турмалина, оловянного камня, аксинита и др. Таким именно образом образуются топазовые и турмалиновые породы.

Граниты характеризуются тем, что они обычно занимают огромные пространства (в отдельных случаях десятки тысяч квадратных километров) и, несомненно, больше в прилегающих участках земной коры, где они прикрыты осадочными породами.

В районах распространения гранитов находим обычно ряд других пород, которые тесно связаны с гранитом, образовавшихся из одной родоначальной магмы при ее расщеплении (дифференциации).

В ряде случаев граниты переходят в сиениты, отличающиеся малым содержанием или отсутствием кварца, большим содержанием темных минералов, среди которых преобладающую роль приобретает роговая обманка, замещающая биотит гранитов. В других случаях они сменяются гранодиоритами, затем кварцевыми диоритами и диоритами, отличающимися отсутствием калиевого полевого шпата, а также большим содержанием темноцветных минералов, обычно роговой обманки. Через те же породы граниты связываются с габбровыми породами, частью безливиновыми, отличающимися преобладанием пироксена среди темных минералов; в более основных разностях присутствует оливин. Наконец, последним членом свиты являются пироксениты и перидотиты. Во всех этих случаях имеются общие для всех этих пород признаки химического, а следовательно и минералогического состава. Так, в районах развития щелочных гранитов, богатых натрием, находим ряд других, более основных пород — щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов, щелочных габбровых пород, в некоторых слу-

чаях и пироксенитов, отличающихся присутствием натровых пироксенов и роговых обманок, между прочим, зеленого натро-железистого эгирина (районы Мариуполя, Ильменских гор и др.).

Типичным примером является юго-западная окраина Донбасса, где среди палеокембрийских пород мы находим следующий ряд пород, тесно связанных друг с другом: нефелиновые сиениты — щелочные сиениты — щелочные граниты — диориты — габбро — пироксениты — перидотиты. Все эти породы, в особенности средние и кислые, обладают общим характерным химическим признаком — значительным содержанием щелочей, среди которых преобладает натрий (в особенности в нефелиновых сиенитах), и наличием своеобразных щелочных роговых обманок, относимых обычно к редким типам — гастингситам и др.

С другой стороны, в северной части Урала имеется ряд пород, начиная от ультраосновных — дуниты — перидотиты — пироксениты, через различные типы оливинных и безоливинных габбро, до диоритов — сиенитов — гранитов.

Область пород, тесно связанных друг с другом условиями нахождения, при резком проявлении во всех породах играющей видную роль  $MgO$ , находится в северо-западной части Украины. Развитые здесь перидотиты, габбро, нориты, гиперстеновые диориты и гиперстеновые граниты также характеризуются общим химическим составом и присутствием магнезиального силиката-гиперстена.

Все эти группировки родственных по химическому и минералогическому составу пород, тесно связанных друг с другом переходами, можно объяснить только тем обстоятельством, что они образовались из одной и той же магмы, произошли из одного и того же первичного магматического бассейна, путем расщепления этой магмы на части и скопления в одних частях основных пород, в других — более кислых. Причинами были изменения прежде всего температурных условий и давления, возможно явления вытравливания соседних пород, которые, изменяя состав магмы, вызывали в ней конвекционные токи; большую роль играли время и размеры самих магматических бассейнов: в крупных бассейнах и в случае очень длительной, спокойной дифференциации происходили крупные изменения состава различных участков магмы.

Значительное развитие получили также породы, сопровождающие граниты, являющиеся отщепенцами или структурными разновидностями гравита с концентрацией элементов, характерных для определенных химико-минералогических типов гранитов.

В гранитной магме присутствуют в значительном количестве минерализаторы. Во время остывания магмы они выделяются из нее и постепенно скопляются в различных частях магматического бассейна. В результате такого расщепления и перегруппировки составных частей гранитной магмы при ее кристаллизации

получаются образования двоякого рода в зависимости от глубины нахождения гранитной магмы.

На большой глубине жидкие магмы дают начало гранитам. Одновременно в отдельных участках, преимущественно в верхних частях бассейнов, выделяются обычно неправильные растянутые пятнистые массы пегматито-пневматолитовых образований.

В более высоких горизонтах к жидкомагматическим и пневматолито-пегматитовым образованиям присоединяются также и гидротермальные образования; эти последние выделяются в трещинах, находящихся в затвердевшей массе горной породы, частью в трещинах и пустотах, расположенных за пределами гранитного массива, но, очевидно, в тесной связи с ним.

Одновременно с перераспределением главных окислов, идущих на образование минералов, которые входят в состав гранита, идет перераспределение также и тех газообразных веществ, которые присутствуют в гранитной магме. Вместе с концентрацией в гранитной магме кремнезема и щелочей обычно идет концентрация в отдельных участках ее газообразных веществ (минерализаторов); к этим же участкам притекают и значительные количества  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , но не окислов железа. При остывании таких участков благодаря присутствию большого количества минерализаторов и определенному составу смеси окислов, идущих на образование минералов, выделяются крупные кристаллы калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и мусковита. Такого рода породы называются пегматитами. Среди них можно выделить разности с гранитной структурой при очень крупных размерах отдельных кристаллов, где кристаллы различных минералов не прорастают друг друга, но находятся только в соприкосновении друг с другом, и типичные пегматиты с пегматитовой структурой, когда минералы, главным образом кварц и полевой шпат, прорастают друг друга, образуя каждый в отдельности крупные кристаллы.

Одновременно в этих же участках скопляется ряд других элементов, которые могут присутствовать в магме, например, бор, идущий на образование турмалина, или редкие элементы.

Пегматиты, обладающие характерным для гранитов составом из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и мусковита, дают:

1. Типичные крупнозернистые структуры с выделением крупных кристаллов полевых шпатов, кварца и мусковита, используемых как минеральное сырье. Ряд пегматитовых жил бедных окислами железа, иногда и мусковитом (типичные пегматиты). В том случае, когда размеры зерен кварца и полевого шпата достаточно велики или же эти два минерала не слишком тонко прорастают друг друга, они легко разделяются (Восточная Сибирь, Вишневые горы, Бердянский район Украины); иначе пегматиты используются для перемола (для нужд фарфоровой промышленности) как смесь кварца и полевого шпата.

2. Скопления характерных редкоземельных минералов, в которых концентрируются такие ценные элементы, как тантал, ниобий, цезий, литий, рубидий, лантан, иттрий, церий и др.

В том случае, когда из обогащенных щелочами, глиноземом и кремнекислотой участков удалены в более или менее значительной степени летучие вещества, при остывании получают мелкозернистые аплиты из кварца, ортоклаза и плагиоклаза.

Так как при расщеплении получают породы, обогащенные окислами железа и магния, со сравнительно малым содержанием кремнекислоты, в гранитах могут образоваться черные породы, носящие общее название лампрофиров. В одной из таких пород, носящей название минетте, присутствует в большом количестве биотит, преобладающий над плагиоклазом и ортоклазом.

В зависимости от того, с какими типами гранитов связаны аплиты и лампрофировые породы, находится характерный состав этих пород. Так в породах, связанных с щелочными гранитами, присутствуют альбит, щелочные роговые обманки или пироксены.

При добыче гранитов огромное значение имеют трещины отдельности; они значительно облегчают разработку этих пород, зато они мешают получению крупных параллелепипедов. Во многих случаях при разработке гранитов обращают внимание на тончайшие трещинки, заметные только опытному глазу (*filone maestro* у итальянцев); по ним легче всего идет раскол породы. Трещины эти обусловлены, как указано ранее, частью горообразовательными процессами, частью сжатием во время охлаждения или расположением листочков биотита. Наиболее удобны для добычи гранитов области, не затронутые горообразованием, мало благоприятны — затронутые им. Значение трещинной тектоники гранитов для выяснения условий их образования в последние десятилетия детально установлено Клоосом с его школой в Германии, а также Болком в Америке.

Сопротивление давлению гранитов в среднем равно  $1500 \text{ кг/см}^2$ ; иногда (в крупнозернистых разновидностях) оно понижается до  $500 \text{ кг/см}^2$ , в других (мелкозернистых) повышается до  $2000 \text{ кг/см}^2$ , в некоторых случаях даже до  $3000 \text{ кг/см}^2$ .

Быстрые изменения температуры вредно отражаются на гранитах, как показывают наблюдения над постройками во время пожаров. Граниты хорошо противостоят изменениям погоды, в особенности более мелкозернистые разновидности. Сравнительно легко поддаются обработке и полировке. Пористость и изнашиваемость их малы. Окраска часто красивая (белая или светло-серая, красноватая, изредка зеленоватая — окрестности местечка Городище в Киевской области, у Новой Александрии в Одесской области черная). В присутствии серного колчедана с течением времени появляются бурые пятна.

Применяются чрезвычайно часто для построек (фундаменты, лестницы, колонны), при устройстве водопроводов, для железнодорожных сооружений, мостов, изготовления монументов, облицовки зданий и т. д.; прекрасный камень для жерновов (окрестности Богуслава в Киевской области). Слюды из пегматитов широко применяются в технике (Мама в Сибири, Канада, Карелия), для печей, в электротехнике и т. д.; полевои шпат и кварц пегматитов широко применяются в керамике.

Образуя крупные массивы, выкристаллизованные из крупных магматических бассейнов, граниты имеют огромное практическое значение, так как они являются носителями ряда ценных металлов, главным образом слабо сконцентрированных Pb, Zn, Ag, Mo, Sn, W, Be, Hg, Sb, Au и др., а также разнообразных редких элементов.

Во время постепенного остывания магмы эти металлические элементы в виде различного рода соединений скоплялись в более высоких частях магматического бассейна и выделялись вместе с газообразными веществами из магмы. Передвигаясь в виде летучих (например галоидных) соединений в застывшие части гранитных массивов и проникая в окружающие гранитный массив породы, они выделялись из газов вместе с нерудными минералами, главным образом Sn, Mo, W, Be (пневматолитовые рудные месторождения). При продвижении в более высокие и охлажденные горизонты земной коры пары воды давали горячие растворы, переносившие растворенные в них соединения металлов далее; эти соединения вместе с нерудными минералами отлагались в трещинах (гидротермальные месторождения). Если гидротермальные растворы протекали через сравнительно легко растворимые карбонатные породы, например известняки, доломиты, они растворяли породу, а рудные и нерудные минералы замещали ее и давали начало метасоматическим рудным месторождениям. При этом в более глубоких горизонтах, при более высокой температуре и более высоком давлении, выпадали руды Pb, Zn, Ag, иногда Cu, Au, в более высоких горизонтах при сравнительно низкой температуре и малом давлении, — Hg, Sb, частью Au; одновременно выпадающие нерудные минералы, заполняя трещины, могли давать крупные скопления ценных неметаллических ископаемых, как, например, барита (Грузия, Урал), плавикового шпата (Забайкалье, Таджикистан).

Схема распределения рудных месторождений вокруг интрузивного тела дана на рис. 85. Передвигаясь, газообразные вещества или гидротермальные растворы обычно оказывают сильное действие на окружающие породы и превращают их в тонкозернистые или плотные агрегаты вторичных минералов. Разнообразные процессы разрушения первичных пород (процессы серицитизации, каолинизации, соссюритизации, эпидотизации, пропицитизации и т. д.) находятся в зависимости от того, каков минералогический состав разрушаемой породы. В ряде случаев на большом протяжении от гранитного массива происходит выше-

лачивание первичных минералов, главным образом щелочей, и замена первичных минералов кремнекислотой, с образованием

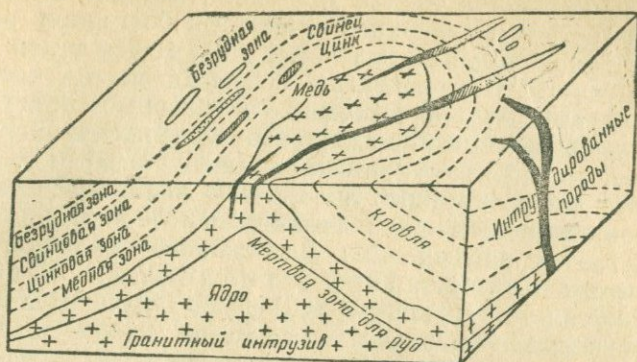


Рис. 85. Зональное распределение рудных концентраций около массива магматических пород.

вторичных кварцитов. Если одновременно из магмы выносятся также и соединения металлов, например меди и др., происходит образование вторичных кварцитов с так называемыми вкрапленными рудами.

### Липариты и кварцевые порфиры

Липариты, названные так Ротом по месту своего нахождения на Липарских островах близ Сицилии, называемые также риолитами, третичного и послетретичного возраста, и до третичные кварцевые порфиры представляют собой излившиеся аналоги глубинных щелочноземельных гранитов (табл. XIII, рис. 1 и 2).

Они характеризуются порфировой структурой, содержат в виде вкрапленников кристаллы кварца, иногда хорошо образованные, таблитчатые по (010) кристаллы санидина (липариты), ортоклаза (кварцевые порфиры), к которым иногда присоединяются выделения кислого или среднего плагиоклаза. В свежих породах плагиоклаз — почти всегда андезит, в измененных (кварцевых порфирах) он частично альбитизирован. Количество выделений темных минералов (чаще всего биотита, реже роговой обманки или авгита) невелико; иногда в небольшом количестве могут присутствовать кордиерит, гранат, турмалин и др. Основная масса по большей части плотная или тонкозернистая; окрашена в различные светлые цвета (белый, сероватый, красноватый, желтоватый), в присутствии большого количества стекла окраска темная до черной; под микроскопом напоминает по структуре своей тончайший гранит (микрогранитовая основная масса). Иногда полево шпат прорастает кварцем (микропегматитовая основная масса). Часто

структура состоит из тончайших чешуек и волоконцев, химический состав близок к смеси кварца и полевого шпата (микрофельзитовая основная масса); в основной массе последнего рода нередко наблюдаются тонкие трещинки, идущие по неправильным шарообразным поверхностям; иногда благодаря радиально-лучистому расположению волоконцев получается также сфероликовая структура. В стекловатых основных массах часто наблюдаются мельчайшие образования, называемые кристаллитами, то в виде шариков (глобулиты), располагающихся иногда цепочками (маргариты), то удлиненные (лонгулиты) и т. д., иногда образуются также крупные литофизы с концентрическим строением и концентрически расположенными полостями. Нередко даже простым глазом наблюдаются флюидальные явления. Особенно резко выражены кристаллиты в геллефлинте, представляющей очень плотный (фельзитовый) порфир (находится в Швеции).

Относительные количества основной массы и выделений крайне непостоянны. В некоторых случаях значительно преобладают выделения — получают неовулканические невадиты и палеовулканические кристаллитопорфиры. В противоположных случаях получают фельзиты.

Среди стекловатых разновидностей можно выделить:

1. Обсидиан или вулканическое стекло; со стеклянным блеском, тождественный по составу лаваритам и кварцевым порфирам, почти лишенный воды, с окраской чаще всего черной, иногда (окрестности озера Севан в Армении) бурой, различных оттенков.

2. Пехштейн или смоляной камень (витрофир) — представляет собой вулканическое стекло, богатое водой (10%  $H_2O$ ). окрашенное то в черный, то в красноватый и светлозеленый цвет, с жирным блеском (окрестности Мейсена, Саксония).

3. Перлит — представляет собой стекло с массой перлитовых трещинок, идущих по шаровым поверхностям (перлитовая структура).

4. Пемза — вулканическое, чрезвычайно богатое порами стекло, настолько легкое, что может держаться на поверхности воды. Если в пехштейне присутствуют вкрапления, получается пехштейновый порфир (кварцевый витрофир).

Промежуточное положение между порфировидными гранитами, с одной стороны, и микрогранитами — с другой, занимают гранит-порфиры: основная масса мелкозернистая, отдельные минералы в ней различаются невооруженным глазом лишь с трудом. Излившиеся и интрузивные аналоги щелочных гранитов представлены неовулканическими комендитами и еще более бедными кварцем пантеллеритами (остров Пантеллерия на Средиземном море) и палеовулканическими кварцевыми кератофирами (альбитофирами) [гора Магнитная на Урале, Карадаг в Крыму, ряд мест на Кавказе и т. д.]. Комендиты и пантеллериты характеризуются присутствием щелочных полевых шпатов, в частности аноклаза, натровых пироксенов и амфиболов; плагисклазы отсутствуют.

К микрогранитам относят мелкозернистые разновидности гранитов, включая натровые и калиевые граниты, адамеллиты, гранодиориты.

Крупно- и среднезернистые	Мелкозернистые		Тонкозернистые	
	Максимальный диаметр зерен 0,5 мм		Максимальный диаметр зерен 0,05 мм	
Гранит	Микрогранит		Риолит	

Главные минералы, преобладающие в микрогранитах, — кварц и щелочной полевой шпат. Второстепенную роль играют в них биотит и мусковит, роговая обманка и пироксен.

Структура их иногда микропегматитовая, и тогда они получают названия: микропегматит-гранит, микропегматит-микрогранит, микропегматит-риолит.

Кварц в них обычно в значительной степени корродирован, как и в риолите. Нередко среди минералов поздней фазы присутствуют турмалин, топаз, красный гранит, кордиерит, ортит.

Часто выделяют натровые и калиевые микрограниты. Наиболее часто встречаются калиево-натровые микрограниты, реже рибекитовые, эгириновые и другие натровые микрограниты. Микропегматитовые микрограниты называют также гранофирами. Микрограниты чаще всего образуют малые интрузии — силлы и дайки.

Таблица 33

Химические анализы липаритов и кварцевых порфиров

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.
1	76,87	0,07	11,51	1,12	0,36	0,20	0,66	2,60	5,30	0,95
2	72,12	0,05	10,93	0,16	0,01	0,12	0,69	3,74	3,46	4,97
3	72,50	0,08	14,53	2,04	1,32	1,12	1,66	3,87	1,46	1,03
4	67,08	0,63	13,05	1,00	5,38	2,51	1,49	4,40	0,95	2,11
5	74,97	0,32	12,11	2,03	0,98	0,25	0,32	3,96	4,12	0,24
6	72,27	0,73	11,86	3,53	1,75	0,82	1,03	5,81	0,24	—
7	70,77	—	15,80	0,96	2,73	0,52	0,25	5,03	2,70	1,20
8	73,17	—	14,33	2,24	—	0,44	2,14	3,78	4,45	—

Коэффициенты Ниггли

	si	al	c	fm	alk	k	mg	a
1	500	44	10	5	41	0,6	0,2	5,5
2	540	88	2	6	44	0,4	0,6	5,5
3	375	44	22	9	25	0,2	0,4	3,9
4	295	33	39	7	21	0,1	0,4	3,4
5	442	42	16	2	40	0,5	0,1	4,7
6	342	36	28	6	30	0,02	0,2	4,2

1 — липарит; 2 — обсидиан (1,62% H<sub>2</sub>O); 3 — кварцевый порфир; Келабек, Закавказье. 4 — кварцевый порфирит, являющийся аналог гранодиорита; Азербайджан. 5 — щелочной гранит порфир; Экибастуз, Казахстан. 6 — кварцевый альбитофир; 7 — кварцевый кератофир; река Рыбная, Енисейский край. 8 — липарит; гора Бештау, Кавказ.

В химическом отношении липариты и кварцевые порфиры чрезвычайно сходны с гранитами, от которых отличаются лишь несколько большим содержанием кремнекислоты и меньшим — окислов железа и магния.

Липариты и кварцевые порфиры широко распространены в различных частях света. Образуют пластовые интрузии, потоки, покровы, иногда залежи, жилы и лакколиты. Массы липаритов встречаются на Камчатке, Кавказе, в Армении. Они же образуют некоторые лакколиты окрестностей Пятигорска, причем здесь приближаются к аналогам щелочных гранитов — пантеллеритам. Громадными массами выступают в Северной Америке на северо-западе (Скалистые горы), также на Липарских островах и т. д. Обсидианы большими массами выступают в Армении около озера Севан, около Арарата и в других местах. Большие массы кварцевых порфиров выступают во многих местах СССР: на Волыни (Овручский и Новоград-Волынский районы), Урале, Алтае и других местах азиатской территории СССР.

Возраст кварцевых порфиров и кератофиров преимущественно каменноугольный, пермский и триасовый, иногда юрский (Центральный Кавказ), в Англии силурийский. Из липаритов многие имеют третичный возраст. Современные вулканы, повидимому, совершенно не изливают липаритов.

Под действием горообразующих сил кварцевые порфиры и кератофиры легко превращаются в серицитовые сланцы (Альпы, Саксония, Таунус и др.) В кварцевых порфирах и липаритах нередко наблюдается параллелепипедальная отдельность, часто также столбчатая, редко шаровая.

Кварцевые порфиры и липариты, как и другие близкие к ним породы, сопровождаются рыхлыми продуктами, которые получаются в результате взрывов при извержении, — пеплом, песком, лавилли, иногда и бомбами. Обыкновенно рыхлые продукты, в особенности те, которые сопровождают кварцевые порфиры, более или менее слежались, сцементировались и из них образовались вулканические туфы.

Трассами называют твердые породы, представляющие собой тонкие вулканические туфы или своеобразные лавы, в значительной степени измененные и богатые аморфной кремнекислотой. Они широко применяются при изготовлении цемента для морских сооружений. Месторождения их имеются в восточном Крыму на Карадаге. Здесь трассы окрашены частью в зеленые цвета различных оттенков.

Кварцевые порфиры применяются в качестве камня для мостовых, реже для построек, иногда для украшений. Сопротивление давлению сильно меняется, обычно 1500—2000, иногда до 3000 кг/см<sup>2</sup>. Кварцево-порфировые туфы применяются для полировки, в писчебумажном деле, так же как легкий строительный материал. Каолинизированные кварцевые порфиры и липариты дают иногда (например, Мейсен в Саксонии) после отмучивания каолинит.

Крупное промышленное значение имеет пемза, как абразивный и строительный материал (в смеси с цементом дает легкий и крепкий строительный материал). Мощные пласты ее широко развиты в Армении.

### ГРУППА СИЕНИТОВ И ТРАХИТОВ

В состав группы сиенитов и трахитов входят породы, главными минералами которых являются щелочной (калиевый) полевой шпат, кислые плагиоклазы и темноцветные минералы, в первую очередь роговые обманки, далее пироксены и биотит.

От гранитов и липаритов сиениты и трахиты отличаются почти полным или полным отсутствием кварца, от диоритов и андезитов — присутствием калиевого полевого шпата. Сиениты тесно связаны переходами через кварцевые сиениты с пересыщенными  $\text{SiO}_2$  гранитами, через сиенит-диориты с диоритами, через габбро-сиениты с габбро. Сиениты также тесно связаны с не насыщенными кремнекислотой породами — нефелиновыми сиенитами и фонолитами. Как и среди группы гранитоидов, здесь также выделяются две подгруппы; щелочно-земельных (нормальных) и щелочных (натровых) сиенитов и трахитов. Они характеризуются следующим минералогическим составом:

#### I. Щелочно-земельная (нормальная) подгруппа

**Первичные минералы:** главные — калиевый полевой шпат, средний или кислый плагиоклаз (андезин, олигоклаз), амфиболы, биотит, моноклинные пироксены, ромбические пироксены; второстепенные — кварц, циркон, титанит, магнетит, редко оливин, пирит.

**Вторичные минералы:** серицит, каолинит, хлорит, уралит, серпентин.

#### II. Щелочная подгруппа

**Первичные минералы:** главные — калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз (альбит), щелочные амфиболы, щелочные пироксены, лепидомелан; второстепенные: циркон, титанит, апатит, магнетит.

**Вторичные минералы:** серицит, каолинит, хлорит.

#### Сиениты

Сиенитами называются глубинные массивные зернистые полнокристаллические ортоклазовые породы, главными составными частями которых являются щелочной (калиевый) полевой шпат и какой-либо темный минерал (амфибол, пироксен или биотит).

Кварца нет, или он присутствует в незначительном количестве со свойствами, обычными для гранитов.

Щелочные полевые шпаты представлены ортоклазом и микроклином. Из плагиоклазов чаще всего присутствуют члены ряда олигоклаз — андезин. В щелочных сиенитах, представляющих собой как бы продолжение таких же гранитов,

длагноклаз замещается альбитом. Из темных минералов чаще присутствует роговая обманка, реже биотит и моноклинный или ромбический пироксен с теми же свойствами, как в гранитах. В щелочных сиенитах присутствуют натровые пироксены и амфиболы. Часто и в довольно большом количестве в сиенитах присутствует титанит в виде сильно блестящих темных коричневых зерен и кристаллов; в некоторых сиенитах, кроме того, присутствует оливин в виде черных и темнозеленых неправильных зерен. Изредка (в щелочных сиенитах) присутствуют нефелин и содалит, играющие, как и оливин, второстепенную роль.

Благодаря довольно большому обычно количеству темных минералов сиениты часто более темно окрашены, чем граниты, причем и здесь особенно темны сиениты, богатые пироксенами.

Структура сиенитов очень сходна со структурой гранитов. В них также иногда наблюдается склонность к порфировидной структуре. В некоторых случаях наблюдается отчетливо выраженная флюидалная структура, связанная с тем, что таблитчатые кристаллы полевых шпатов располагаются взаимно параллельно. Последовательность выделений та же, что и в граните. По крупности зерна можно следующим образом разделить сиенитовые породы:

Размеры зерен		Семейства
Крупные	Сиениты	{ Калиевые Натровые
	↓	
Средние	Микросиениты	{ Калиевые Натровые
	↓	
Мелкие	Трахиты	{ Калиевые Натровые

Удельный вес сиенитов около 2,773, монцонитов 2,805 (по Дэли).

Сиениты встречаются значительно реже, чем граниты, играя всегда подчиненную роль по отношению к гранитам, с которыми они связаны постепенными переходами. Среди сиенитов можно различать несколько типов.

**Нормальные сиениты.** Главными представителями рогово-обманковых сиенитов являются сиениты в Плауене (окрестности Дрездена, Саксония), также из окрестностей Биеллы в Пьемонте (Италия). Известны в Сибири, на Урале и в других районах СССР. Хотя они и не пользуются здесь особенно широким распространением, однако имеют большое практическое значение, так как с ними связаны железорудные месторождения гор Благодати и Высокой. В области этих месторождений

они представлены также и авгитовыми разностями и связаны переходами с сиенит-диоритами и кварцевыми диоритами. На горе Магнитной играют второстепенную роль и связаны переходами с гранитами, образуя их местные фациальные изменения.

Биотитовые сиениты встречаются реже роговообманковых. Таковы слюдяные сиениты Шварцвальда.

Пироксеновые сиениты могут быть различного характера. Известны сиениты типа Гребя, в которых пироксен представлен диопсидом. Совершенно иной характер носят пироксеновые сиениты, выступающие в нескольких местах в Житомирской области (местечко Горошки, с. Шершни и др.): в их составе присутствуют ортоклаз (микропертит), диаллаг и плагиоклаз, с примесью гиперстена, роговой обманки и других минералов; они имеют мелкозернистую структуру и темную окраску. Иногда переходят в габбро-сиенит. В более основных типах этих сиенитов присутствует также оливин — получается оливин-пироксеновый сиенит.

К пироксеновым сиенитам принадлежат также и авгитовые сиениты, носящие название монцонитов по месту их нахождения (Монцони в Тироле). Эти породы состоят из ортоклаза, плагиоклаза и авгита, как главных составных частей, и характеризуются между прочим: а) сильным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к микроклину и ортоклазу; б) сравнительно основным характером плагиоклаза; в) крайне непостоянным меняющимся составом. На небольшом пространстве встречаются как более основные (содержащие оливин), так и более кислые (содержащие кварц) разновидности монцонитов. Калиевый полевой шпат и плагиоклаз присутствуют в них приблизительно в равных количествах (по Бреггеру). В химическом отношении отличаются почти одинаковым содержанием  $\text{CaO}$  и щелочей, содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется от 68 до 45%. Они занимают промежуточное положение между нормальными и щелочными сиенитами. Главной областью распространения монцонитов являются окрестности Монцони в Южном Тироле и штат Монтана в Северной Америке; встречаются монцониты на острове Сахалине и в других местах.

**Щелочные сиениты.** Распространение щелочных сиенитов связано с областями развития щелочных пород. Выступают они небольшими массами в Южной Норвегии (окрестности Осло), где они получили название нордмаркитов. Характеризуются сравнительно большим содержанием биотита, часто баркевикита, как и почти тождественные с ними пуласкиты, выступающие в штате Арканзас (Северная Америка). Известны также в юго-западной части Восточной Сибири, где, помимо биотита, в них присутствуют роговая обманка и пироксен, содержащие натрий. Окрашены они в сероватый цвет; довольно крупнозернисты. Нордмаркит, чрезвычайно богатый корундом, найден Морозевичем на Урале. К числу щелочных сиенитов относятся также лаурвикиты (Норвегия), представляющие собой светлосерые до черно-серых, иногда красные, очень круп-

нозернистые породы, в состав которых входят щелочные полевые шпаты с ромбическими очертаниями кристаллов, частью сходные с адуляром, часто с красивым отливом, и темный минерал, большей частью пироксен (титан-авгит). Щелочные сиениты, содержащие из темных минералов почти исключительно натровый амфибол, получили название умпекитов. Щелочные сиениты развиты также в Ильменских горах, где они отделяют нефелиновые сиениты от гранито-гнейсов, а также в Приазовье.

**Химический состав сиенитов.** Содержание  $\text{SiO}_2$  в сиенитах меньше, чем в гранитах (около 60%, с крайними колебаниями 55 и 65%). Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в нормальных сиенитах 15—17% и в некоторых щелочных сиенитах до 20%. Сумма щелочей 7—9% в первых, 10—12% во вторых, причем в последних  $\text{Na}_2\text{O}$  обыкновенно преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ . Малое содержание  $\text{SiO}_2$  обуславливает отсутствие в сиенитах кварца или присутствие его в малом количестве, изредка присутствие в небольшом количестве оливины.

По формам залегания сиениты аналогичны гранитам (штоки и жилы), но они почти всегда незначительных размеров. Крупных размеров достигает шток сиенита в окрестностях Биеллы в Италии (6×9 км). Возраст так же разнообразен, как и у гранитов.

Таблица 34

Химические анализы сиенитов

	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	П.п.п.
1	56,10	1,12	15,80	1,71	6,72	6,01	7,20	3,16	1,38	1,16
2	52,90	0,90	19,31	4,81	3,63	2,85	7,59	3,32	3,53	1,20
3	60,10	0,24	20,82	1,68	1,15	0,57	2,66	5,66	5,64	1,00
4	56,03	1,62	17,22	5,66	0,69	0,24	2,14	5,68	7,11	2,00
5	58,85	0,64	14,92	2,11	4,33	4,97	4,31	3,45	5,52	0,85
6	60,19	—	16,28	2,74	3,28	2,49	4,30	3,98	4,49	1,16
7	52,34	—	34,60	0,45	—	0,16	0,20	4,77	6,58	0,40

Коэффициенты Ниггли

	si	al	c	fm	alk	k	mg	α
1	174	25	43	21	11	0,2	0,6	2,0
2	150	32	30	23	15	0,4	0,4	1,8
3	220	45	11	10	34	0,4	0,3	2,3
4	208	37	19	8	36	0,5	0,1	2,2
5	179	27	38	14	21	0,5	0,6	2,3
6	202	32	19	16	23	0,4	0,4	2,4
7	175	68	2	1	29	0,5	0,5	1,5

1 — габбро-сиенит; Катунские Альпы, Алтай. 2 — монзонит; река Зауга, Армения. 3 — сиенит (неоинтрузия); Аджаристан. 4 — щелочной сиенит. 5 — гранито-сиенит (мангерит). 6 — все сиениты по Дэли, включая анализы щелочного ряда. 7 — нордмаркит (корундовый); Кыштым, Урал

Применение сиенитов такое же, как и гранитов. Сопротивление давлению 1500—2000 кг/см<sup>2</sup>.

В отдельных районах развития сиенитов, как щелочно-земельных, так и щелочных, наблюдаются постепенные их переходы как в более кислые, так и в более основные, со всеми стадиями от гранитов до нефелиновых сиенитов, в некоторых случаях до габбро. В ряде случаев они крайне непостоянны в одном и том же массиве как по составу, так и по своей структуре.

**Контакты.** В контактах с глинистыми сланцами и кварцевыми породами сиениты вызывают вообще те же изменения, как и гранитные магмы, но обычно в значительно меньших размерах. Особенно большой интерес представляют контакты сиенитов с известняками. Известняки обычно полностью перекристаллизовываются и в то же время обогащаются большим количеством кальцийсодержащих минералов — гранатов, диопсидов, эпидотов и других минералов, образуя так называемые **скарны** (скарновые образования, они же гранат-авгитовые породы). В этих скарнах скопляются также и рудные массы. Это очень отчетливо наблюдается на горе Высокой (Урал), где основная масса рудных залежей связана со скарновыми породами, образовавшимися в контакте с сиенитом.

Типичным считается также контакт между монцонитами и триасовыми доломитами и известняками в Тироле (Альпы). В контакте с карбонатными породами здесь наблюдаются переходы от сильно основных монцонитов, содержащих, кроме авгита, также и оливин, до особенно кислых, также содержащих авгит, но, кроме того, и кварц. С другой стороны, карбонатные породы дали здесь начало кристаллическим породам с различными силикатными и другими минералами: гранатом, везувияном, авгитом, шпинелями, с образованием иногда форстеритовых или бруситовых известняков.

В контактах с магматическими породами сиениты изменяют последние. Так, в контакте с неонитрузией сиенита Вакис-Джвари (Закавказье) порфирит преобразовался в роговик с размером зерен 0,02 мм и составом 50% анортклаза, 30% альбита, 15% биотита, что указывает на значительный привнос из сиенитовой магмы окислов калия.

С сиенитами и монцонитами часто тесно связаны различного рода жильные породы — как аплитовые, так и лампрофировые. Сюда относятся сиенитовые аплиты, состоящие главным образом из альбита и ортоклаза. Когда структура в жилах и дайках становится особенно тонкозернистой, получают роговообманковые, авгитовые, биотитовые микросиениты и микромонцониты; обычно они содержат значительное количество игольчатых кристалликов апатита.

К лейкократовым жильным породам, сопровождающим щелочные сиениты, относится также бостонит, почти лишенный темноцветных минералов и образованный почти исключительно полевым шпатом.

К лампрофировым образованиям относятся минетте — черные породы, богатые листочками биотита, кислым плагиоклазом и ортоклазом. Структура минетте часто полнокристаллическая. В том случае, когда вместо биотита присутствует роговая обманка, получается вогезит, обычно более тонкозернистый, чем минетте.

### Трахиты и ортофиры

Трахиты и ортофиры являются излившимися аналогами сиенитов.

Трахиты — светлоокрашенные (белые, серые, желтоватые, красноватые) породы, в основной массе которых, обыкновенно пористой, рассеяны выделения бесцветных санидина, среднего, а иногда основного плагиоклаза, местами анортклаза. В очень небольшом количестве присутствуют темные минералы, преимущественно биотит, реже роговая обманка или пироксен (гиперстен или авгит), эгирин-авгит, эгирин; иногда присутствуют довольно крупные кристаллы титанита. В щелочных трахитах в ряде случаев присутствуют заместители полевых шпатов — содалит, нозеан, нефелин, лейцит. Редко встречаются оливин — в более основных трахитах, кварц — в более кислых. В пустотах изредка присутствуют кристаллики тридимита. Относительные количества основной массы и выделений непостоянны. Основная масса трахитов под микроскопом оказывается состоящей из большого количества мелких таблитчатых и столбчатых кристалликов санидина с характерным флюидалным расположением. Иногда присутствует в большем или меньшем количестве стекло, выполняющее промежутки между табличками санидина.

Трахитам соответствуют палеовулканические бескварцевые порфиры или ортофиры, которые отличаются сильной степенью разрушения и перекристаллизацией основной массы: последняя значительно более компактна, чем в трахитах, часто окрашена в серо-зеленый или красно-белый цвет, санидин всецело превращен в ортоклаз.

Среди трахитов различают два типа: один — андезитовый, напоминающий андезиты, другой — фонолитовый, тесно связанный внешним видом, химическим составом, присутствием содалита с фонолитами. Палеовулканические аналоги нормальных сиенитов представлены ортофирами, щелочных сиенитов — кератофирами; эти породы геологически не связаны с другими щелочными породами.

По составу можно различать слюдяные, роговообманковые, авгитовые трахиты, среди щелочных трахитов — рибекитовые, эгириновые и др. Известны также и трахитовые стекла: трахитовые обсидианы (Канталь, Франция), трахитовая яемза (Исхия и др.), трахитовые пехштейны (Сардиния). Все стекла обладают составом нормальных и щелочных трахитов.

## Химические анализы трахитов и ортофиоров

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.
1	60,68	0,38	17,74	2,64	2,62	1,12	3,09	4,48	5,74	1,25
2	61,52	0,50	19,02	2,98	0,72	0,61	1,70	4,38	6,91	0,87
3	59,09	0,70	16,61	3,77	2,18	1,67	4,85	4,58	5,11	—
4	59,75	0,72	17,39	3,97	3,22	1,81	1,86	7,07	1,62	2,23

## Коэффициенты Ниггли

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>c</i>	<i>fm</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>a</i>
1	215	38	21	12	29	0,5	0,3	2,5
2	245	44	15	7	34	0,5	0,2	2,5
3	200	33	24	17	26	0,4	0,3	2,3
4	210	36	29	7	28	0,1	0,3	2,4

1 — трахит (среднее 48 анализов по Дэли). 2 — трахит кварцевый; Делижан, Армения. 3 — авгитовый сиенит-порфир; Алданский район. 4 — кератофир; Карадаг (Карагач), Крым.

Трахиты образуют потоки, покровы, купола, иногда также и лакколиты (как, например, в окрестностях Пятигорска). Трахиты встречаются в Центральной Франции (Овернь), в Северной Италии (Евганей), на озере Исхий в окрестностях Неаполя, в Иране (Демавенд), Армении (Думли-Даг) и т. д. В СССР трахиты встречаются на Кавказе, в окрестностях Еревана, озера Севан, в долинах рек Куры, Аракса. В окрестностях Пятигорска на Северном Кавказе встречаются трахиты, часто близко стоящие к липаритам (трахилипариты). Здесь около Пятигорска и Минеральных Вод они образуют лакколиты: горы Бештау, Железная, Развалка и Змейка, севернее — Бык, Верблюд, Кинжал, Машук, Лысая, Юца, Джуца, Золотой Курган. Они частью характеризуются высоким содержанием SiO<sub>2</sub> (70—75%) с выделениями кварца (Бык, Бештау, Железная). Большой же частью представляют собой кислые трахиты (Юца) с меньшим содержанием SiO<sub>2</sub> (до 62,82%). Полевой шпат в них представлен анортклазом. Среди цветных минералов иногда присутствует эгирин-авгит. Близко к пятигорским трахитам стоят породы горы Хара-кора (Северный Кавказ).

Ортофиры пользуются не особенно большим распространением. Известны в виде залежей и потоков, например в горах Кусь-мулла (в окрестностях Ташкента). Пироксеновый ортофир выступает в Липовецком районе на Украине. Кроме того, известны ортофиры на Болыни и в других местах.

Кератофиры выступают на южном берегу Крыма, на горе Магнитной (Южный Урал).

Трахиты и ортофиры иногда сопровождаются рыхлыми продуктами извержения и вулканическими туфами.

Трахитовые туфы называют трассами. Они применяются как гидравлические добавки к цементу. Частично они относятся к щелочному ряду, так же как и пуццоланы Италии.

Интрузивные трахилипариты окрестностей Минеральных Вод, находящиеся в контакте с мергелями, преобразовали последние пневматолитическим путем в гранато-дацитовые породы, содержащие до 35% датолита.

Таблица 36

Химический состав измененного мергеля

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
39,62	0,45	6,64	1,34	1,49	1,07	35,75	0,69	0,18	3,54	7,73

Трахиты часто применяются для построек. Однако они сравнительно легко поддаются вредному влиянию погоды, особенно когда содержат крупные кристаллы санидина. Сопротивление давлению в них 600—700 кг/см<sup>2</sup> вследствие пористой в большинстве случаев их структуры. В последнее время трахитовые породы Бештау (бештауиты) и горы Змейки добываются как ценный кислотоупорный материал.

#### ГРУППА НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ И ФОНОЛИТОВ

К группе нефелиновых сиенитов и фонолитов относятся породы, в химическом отношении отличающиеся избытком щелочей в виде окиси натрия, иногда и окиси калия, не насыщенные кремнекислотой, в минералогическом отношении — присутствуют заместители полевых шпатов и щелочных амфиболов и пироксенов.

Заместители полевых шпатов появляются уже в группе сиенитов и трахитов, но играют там совершенно второстепенную роль.

**Первичные минералы:** главные — калиевый полевой шпат, нефелин, щелочные амфиболы и щелочные пироксены, лепидомелан, иногда канкринит, содалит, нозеан, гаюин, лейцит; второстепенные: меланит, циркон, эвдиалит, ловенит, астрофиллит, перовскит и ряд других редкоземельных минералов, магнетит, пирит.

**Вторичные минералы:** серицит, каолинит, хлорит, цеолиты, либенерит.

#### Нефелиновые сиениты

Для нефелиновых сиенитов (табл. XIII, рис. 3—6), представляющих собой глубинные магматические породы, одной из главных составных частей которых является нефелин, чрезвычайно характерны три основные особенности:

1) часто наблюдаемое крайнее непостоянство состава и структуры: в одном и том же массиве наблюдаются самые разнообразные в этом отношении типы пород, сменяющиеся часто на протяжении нескольких метров, а иногда и менее;

2) обычно сравнительно незначительные размеры массивов пород этой группы;

3) тесная связь их с щелочными сиенитами и щелочными гранитами, которая выражается не только в постепенных переходах, но и в том, что ряд минералов, характерных для нефелиновых сиенитов, например натровые амфиболы и пироксены, присутствуют и в щелочных гранитах и сиенитах;

4) значительное преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ .

Минералогический состав этих пород крайне разнообразен и сложен. Если главными минералами в них являются нефелин, альбит и темный минерал, обычно содержащий натрий, то в отношении остальных минералов наблюдается поразительное разнообразие, не встречающееся в других типах глубинных пород.

Нефелиновые сиениты характеризуются как глубинные бескварцевые, зернистые, полнокристаллические породы, главными составными частями которых являются: щелочной полевой шпат (ортоклаз, микроклин, альбит, иногда анортоклаз), нефелин (элеолит), иногда лейцит и темные минералы, именно биотит, натровые роговые обманки (рибекит, арфведсонит, гастингсит, кроссит и др.), диопсид, эгириин, эгириин-авгит.

Обыкновенно это крупнозернистые породы с переходами через среднезернистые в мелкозернистые, вплоть до тонкозернистых. В связи с чрезвычайным непостоянством своего состава они получили большое количество названий.

Нефелин образует крупные зерна, то бесцветные, то красноватые или зеленоватые, с характерным жирным блеском на плоскостях излома, то неправильной формы, то в виде идиоморфных кристаллов. Иногда вместо нефелина или одновременно с ним присутствуют синий или зеленоватый содалит (содалиновый сиенит), в других случаях желтый канкринит (канкринитовый сиенит) или белый измененный лейцит (лейцитовый сиенит). В некоторых случаях присутствуют в более или менее значительном количестве лецидомелан, меланит черного цвета, в виде прекрасно образованных кристаллов, местами баркевикит (в окрестностях Мариуполя и на Мадагаскаре); иногда присутствует также анальцим, который играет роль как бы натрового гидратизированного лейцита, иногда также корунд.

В некоторых нефелиновых сиенитах видную роль играют апатит, силикоцирконаты, главным образом эвдиалит, далее силикоцирконотитанаты — ловенит и астрофиллит. Часто присутствуют минералы с редкими землями, между прочим перовскит, беккелит и др.

Типичным представителем слюдяных (лепидомелановых) нефелиновых сиенитов является миаскит Ильменских и Вишневых гор, крупнозернистый, обычно гнейсовидный, с белым ортоклазом и альбитом, серым и красноватым нефелином, черной слюдой, с содалитом и канкринитом.

В краевых зонах миаскит иногда сменяется амфиболовыми нефелиновыми сиенитами. Альбит в них отступает на задний план, плагиоклаз относится к № 11—40, амфибол представлен гастингситом. Последовательность кристаллизации часто следующая: циркон, титанит и апатит, амфибол и биотит, полевые шпаты и нефелин; наблюдается иногда и иная последовательность.

Подобно другим магматическим породам, миаскиты сопровождаются жилами — лейкократовыми нефелиновыми сиенитами, аплитами и нефелин-сиенит-пегматитами.

Роговообманковые нефелиновые сиениты (фойайты) выступают частью одновременно с содалитовыми и канкринитовыми.

Пироксеновые нефелиновые сиениты (пироксеновые фойайты) по большей части содержат эгирин.

В районе графита на Ботогольском гольце развиты пироксеновые нефелиновые сиениты, пироксен которых представлен частью геденбергитом, одновременно развиты и биотитовые нефелиновые сиениты, частью с канкринитом и содалитом, с характерным присутствием в них также кальцита и графита.

Крупные массивы нефелиновых сиенитов представлены разнообразными типами. Они характеризуются концентрическим расположением пород: в центре преобладают эгириновые нефелиновые сиениты с отдельными участками роговообманковых и слюдяных нефелиновых сиенитов, ближе к краю хибиниты, частью трахитоидные, еще далее узкая кайма умптекитов.

Хибиниты — крупнозернистые породы с пегматоидной структурой, светлосерые. Они состоят из микроклин-пертита, анортклаза, альбита, идиоморфных кристаллов нефелина, черных призм эгирина, бурых кристаллов титанита и немногочисленных красных зерен эвдиалита. Слюдяные нефелиновые сиениты с пойкилитовым прорастанием полевого шпата нефелином называются р и с ч о р и т а м и.

Луяврит — зеленоватый, иногда с гнейсовидным сложением, мезотипный нефелиновый сиенит, состоящий из альбита и микропертита, эгирина и эгирин-авгита, иногда также и эвдиалита, характеризуется резко выраженной трахитоидной структурой. Имеются разновидности его — арфведсонитовая, эвдиалитовая, лампрофиллитовая.

Мариуполитом Морозевич назвал лишенный калиевого полевого шпата конечный член ряда нефелиновых (сиенитов,

состоящий из белого зернистого сахаровидного альбита (около 73%), крупных кристаллов и зерен темносерого нефелина (14%), иглообразного, часто располагающегося флюидално эгирина. Структура мариуполита плотная до средне- и крупнозернистой. Мариуполит образует около Мариуполя вместе с эгириновыми и роговообманковыми фойаитами небольшие участки среди крупного массива щелочных сиенитов и гранитов.

По структуре и по составу среди мариуполитов можно различать ряд типов (эгириновые, ленидомелановые, графитовые и др.).

К мариуполиту очень близок канадит — нефелиновый сиенит, почти лишенный калиевого полевого шпата, состоящий почти исключительно из альбит-олигоклаза и темноцветных минералов.

Среди нефелиновых сиенитов выделяются также такие разновидности, как дитроит (Венгрия), богатый микропертитом (до 61%) и одновременно нефелином с канкринитом и содалитом.

В составе северных щелочных плутонов в последнее время установлено присутствие новых типов нефелиновых пород, полойно чередующихся и образующих трахитоидные серые, серозеленые, иногда темнозеленые породы различного минералогического состава, в состав которых входят микроклинпертит, лейстовый альбит, нефелин, эгирин, эвдиалит, сульфиды и рудный минерал, из аксессуарных — апатит, содалит, щелочной амфибол, галенит, пирротин. Содержание в них кремнекислоты 51—52%; того же цвета своеобразные малиньиты состоят из эгирина-авгита и большого количества ортоклаза с примесью биотита и идиоморфного нефелина, а также большого количества титанита и сложных титано-рудных силикатов.

При уменьшении содержания полевых шпатов получают ювиты — нефелиновые сиениты, содержащие особенно мало альбита, близкие к почти совершенно лишенным полевых шпатов уртитам. Это среднезернистые до крупнозернистых массивные породы, серые и темносерые с зеленоватым оттенком. Их главные минералы — нефелин и рудный минерал с незначительной примесью микроклин-пертита, альбита, эвдиалита, эгирина, второстепенные минералы — натровый амфибол, апатит, содалит, цеолиты. Нефелин частью образует крупные идиоморфные кристаллы (до 10 см длиной); рудный минерал присутствует в виде краснобурых сдвойникованных кристаллов с гранями куба и октаэдра. Текстура их массивная, структура пойкилитовая — вросстки призм эгирина в амфиболе и нефелине.

Лопаритовые порфировидные ювиты — темнозеленые порфировидные породы, обычно трахитоидные, со взаимно параллельным расположением лейст альбита. Вкрапленники в них образованы микроклин-пертитом и альбитом, редко лампрофил-

литом, эвдиалитом, также нефелином. Содержание кремнекислоты достигает всего 47,93%.

В последние годы обнаруживаются все новые и новые исключительно интересные в геохимическом отношении нефелиновые породы в разных местах Казахстана, Западной Сибири, Средней Азии. Для многих из них достаточно твердо установлен варисский возраст, в частности для нефелиновых пород Каинды, Тарбагатай, Тагобы-Собак, Минусинска.

Таблица 37

Химический состав нефелиновых и лейцитовых сиенитов

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.
1	55,34	0,50	21,80	1,29	2,17	0,69	2,07	7,22	6,67	1,02
2	61,02	1,12	18,18	1,53	2,17	0,77	1,75	5,24	6,49	0,71
3	50,41	0,06	25,35	3,83	0,22	0,18	0,87	9,47	8,00	1,29
4	54,14	0,95	20,61	3,28	2,08	0,83	1,85	9,87	5,25	0,40
5	53,67	1,96	16,79	6,57	2,53	1,74	2,47	9,07	4,14	1,34
6	54,57	0,56	20,32	3,53	3,15	0,26	1,67	8,78	5,82	—
7	55,59	0,07	24,05	2,15	0,75	Следы	0,53	12,30	3,65	—
8	53,32	0,25	21,28	1,69	2,47	0,29	2,15	6,02	8,62	1,81
9	64,63	0,86	19,89	3,37	2,20	0,87	2,51	8,26	5,46	1,35

Коэффициенты Инггли

	si	al	fm	c	alk	k	mg	a
1	182	42	13	8	37	0,4	0,3	2,00
2	235	41	16	7	36	0,5	0,3	2,51
3	150	44	10	3	43	0,4	0,1	1,55
4	168	37	17	6	40	0,3	0,2	1,86
5	161	29	29	8	34	0,2	0,3	1,92
6	172	37	18	6	39	0,3	0,07	1,90
7	178	45	7	2	46	0,2	0,0	1,83
8	177	42	12	8	37	0,5	0,1	1,91
9	173	37	18	9	36	0,3	0,2	1,9

1 — среднее 11 анализов миаскитов Урала. 2 — слюдяно-роговообманковый нефелиновый сиенит. 3 — эгириновый нефелиновый сиенит; река Хани, Олекма. 4 — хибинит. 5 — эвдиалит-лампрофиллитовый луаврит. 6 — гастингситовый (тарамитовый) фойант; окрестности Мариуполя. 7 — нормальный мариуполит; там же. 8 — канкринито-содалитовый сиенит; Горная Шория. 9 — средний нефелиновый сиенит.

С нефелиновыми сиенитами тесно связаны обычно лейцитовые (псевдолейцитовые или эпилейцитовые) сиениты с выделениями лейцита, который узнается лишь по очертаниям кристаллов и обычно преобразован в цеолиты.

Существуют также содалитовые, гаюиновые, нозеановые сиениты.

В химическом отношении нефелиновые сиениты характеризуются содержанием 50—56%  $\text{SiO}_2$ , 19—24%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , небольшим содержанием  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  и очень большим содержанием (сумма 15—17%) щелочей, из которых обыкновенно сильно преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$ . Для всех пород данной группы характерны большие коэффициенты  $al$  и  $alk$  и небольшие  $s$  и  $si$ . Нефелин, канкринит, содалит, лейцит — минералы, не насыщенные кремнекислотой.

Среди самих магм различают две группы: нефелин-сиенитовые с  $al > alk$  и агапитовые с  $al < alk$ .

Нефелиновые сиениты образуют то штоки, то жилы, иногда и лакколиты, размеры которых большей частью не особенно велики.

В контакте с другими породами нефелиновые сиениты вызывают изменения, аналогичные тем, которые наблюдаются около гранитных массивов. Особенно характерны изменения в контактах с известняками. В нефелиновых сиенитах появляются включения, преобразованные в гранатиты или же пироксенолиты с полевым шпатом. Известняки в значительной степени перекристаллизовываются: в них появляются диопсид, гранат, волластонит, перовскит, они приобретают роговиковую структуру. В контакте с известняками на острове Альне нефелиновый сиенит обогащается полевыми шпатами и переходит в щелочной. В районе Ботогола известняки обогащаются силикатами в контакте с нефелиновым сиенитом, последний, наоборот, приобретает частью довольно основной характер.

Возраст нефелиновых сиенитов разнообразен, часто докембрийский и палеозойский (Южная Норвегия, Сан-Паоло в Бразилии). В горах Крази (штат Монтана, США) они образуют шток в меловых отложениях. Многочисленные выходы нефелиновых сиенитов в штате Арканзас относятся к третичному возрасту. На Урале возраст их палеозойский, на Украине — последевонский.

В странах с тропическим влажным климатом нефелиновые сиениты при выветривании преобразуются в латериты. Глубинные преобразования связаны с переходом нефелина в слюдястый агрегат (либнерит). Такие измененные породы называются либнеритовыми порфирами. Лейцит в глубинных породах редко встречается, так как в них нередко распадается на ортоклаз и нефелин.

Нефелиновые сиениты в настоящее время приобрели крупное практическое значение. Нефелин, присутствующий в них в большом количестве, используется, как легкоплавкий минерал, в стекольном производстве, для дубления кожи, получения силикагеля и т. д.

Нефелиновые породы служат иногда базой для апатитовой промышленности и для получения фосфоритных удобрений (суперфосфата). На Ботогольском гольце к нефелиновым

сиенитам приурочены ценные месторождения тонкочешуйчатого графита.

Вообще области распространения нефелиновых сиенитов представляют исключительный интерес, так как в них может быть встречен ряд редких элементов в более или менее значительных количествах.

Среди пород, обычно относимых к жильным, но тесно связанным с нефелиновыми сиенитами, можно различать нефелиновые микросиениты — тингуаиты, представляющие собой мелкозернистую до плотной смесь щелочного полевого шпата, эгирина и нефелина, реже содалита или анальцима, иногда с порфировой структурой благодаря присутствию, в виде крупных вкрапленников, кристаллов то нефелина, то микропертита.

Тингуаиты имеют средний состав, очень близкий к нефелиновым сиенитам. К лампрофировым отщеплениям нефелиновых сиенитов относятся черные мончикиты и камптониты.

### Фонолиты и нефелиновые порфиры

Фонолиты и нефелиновые порфиры представляют собой излившиеся аналоги глубинных нефелиновых сиенитов. Фонолиты в свежем состоянии характеризуются плотной основной массой с зеленоватой или буровато-зеленой окраской. При разрушении основная масса становится более матовой, приобретает грязно-белый, желтоватый, буроватый, иногда красный цвет. Среди выделений присутствуют видимые простым глазом таблитчатые кристаллы санидина, иногда анортоклаза и нефелина, пироксена (авгита или эгирина), амфибола, редко биотита, часто встречаются кристаллы гаюина, нозеана и титанита, редко лейцита.

Среди фонолитов различают, в зависимости от строения и состава основной массы, две большие группы: трахитоидные, в которых основная масса состоит главным образом из мелких таблитчатых кристалликов санидина (до 70% всей породы) с примесью нефелина, эгирина и др., и нефелинитоидные, в которых основная масса состоит из большого количества короткостолбчатых кристалликов нефелина в виде прямоугольников и шестиугольников, к которым присоединяются в более или менее значительном количестве кристаллики эгирина, санидина (до 20% всей породы) и др. Витрофировые разновидности встречаются крайне редко. Часто обладают пластинчатой отдельностью. Образуют типичные купола, потоки и покровы; фонолитовая пемза известна на берегах Лаахерского озера (Германия).

Наиболее древние фонолиты принадлежат каменноугольному периоду (Бразилия); изливались они и в третичный период, извержения их продолжают и донныне (Канарские острова, Сардиния, Испания, вулканы Восточной Африки и др.).

Лейцитифиры — фонолиты, в которых большая часть санидина замещена лейцитом. Содержат много минералов группы гаюина и меланита, окрашены в зеленоватые, серые, желтовато-бурые цвета, обладают тонкозернистой, редко плотной структурой — Кайзерштуль в Германии, острова Зеленого Мыса, Сибирь, Казахстан (эпилейцитифиры).

Лейцитовые фонолиты — порфиновые породы, в которых порфиновые выделения образуются санидином и лейцитом, нефелин совершенно отсутствует, из темных минералов присутствует эгирин-авгит, примешаны гаюин, титанит и др. (Средняя и Южная Италия, Мадагаскар и др.).

Нефелиновыми порфирами называются нефелиновые сиениты с резко выраженным порфировым сложением. В свежих породах ортоклаз довольно сильно блестит, между тем как выделения нефелина по большей части разрушены и превратились иногда в красноватый агрегат слюдовидных минералов (либениритовый порфир Тироля) или в другие более светлые агрегаты тех же минералов.

Таблица 38

Химические анализы фонолитов и нефелиновых порфиров

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.
1	57,45	0,41	20,60	2,35	1,03	0,30	1,50	8,84	5,23	2,04
2	51,81	1,04	15,41	5,86	4,90	1,13	3,34	11,88	3,22	Следы
3	55,93	0,42	21,93	3,62	0,34	0,61	2,54	7,84	6,01	0,72
4	55,87	0,79	20,85	2,34	1,10	0,48	3,07	4,81	10,49	0,34
5	52,94	0,44	21,32	1,29	2,82	0,71	3,21	4,04	8,37	3,12

Коэффициенты Ниггли

	si	al	fm	c	alk	k	mg	a
1	200	42	11	6	41	0,3	0,2	2,1
2	142	25	28	10	37	0,2	0,2	1,8
3	182	42	12	9	37	0,3	0,2	1,9
4	184	41	11	11	37	0,6	0,2	2,0
5	180	42	15	12	31	0,6	0,2	1,9

1 — среднее 25 анализов фонолитов по Дзели (0,13% MnO; 0,12% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>).  
 2 — щелочной трахит (фонолит), 0,80% MnO. 3 — трахитоидный фонолит, Колумбретские острова. 4 — лейцитовый фонолит; озеро Браччиано. 5 — эпилейцитовый порфир (1,67% CO<sub>2</sub>); река Ишим, Казахстан.

Для фонолитов и родственных им пород характерно высокое содержание щелочей, сравнительно малое — кремнекислоты. Это выражается в большом коэффициенте *alk*, сравнительно небольшом *si*, малом *s*. Магматические формулы их близки к формулам нефелиновых сиенитов. Обращает на себя внимание большое сходство эпидейцитовых пород Ишима с лейцитовыми фонолитами озера Браччиано.

Фонолиты иногда обладают таблитчатой отдельностью и тогда идут на изготовление черепиц для крыш, полов, сидений и т. д. Сопротивление давлению чаще всего 1700—2300 кг/см<sup>2</sup>. Некоторые фонолиты на воздухе быстро разрушаются.

#### ГРУППА ЭССЕКСИТОВ, ШОНКИНИТОВ, ТЕРАЛИТОВ И ДР.

В состав группы входят основные щелочные породы, как глубинные, так и излившиеся, содержащие полевые шпаты, их заместители, щелочные пироксены и амфиболы.

**Первичные минералы:** главные — основной плагиоклаз (лабрадор, иногда анортит или андезин), ортоклаз, нефелин, иногда канкринит, лейцит, амфиболы (частью щелочные), пироксены (частью щелочные), лепидомелан, оливин; второстепенные — апатит, корунд, ильменит, магнитный колчедан, содалит.

**Вторичные минералы:** серицит, каолинит, цеолиты, хлорит, серпентин.

Эссекситы — гипидиоморфно-зернистые бескварцевые глубинные породы, в общем темносерого цвета, напоминающие диориты и нориты, занимающие по составу промежуточное положение между нефелиновыми сиенитами, с одной стороны, и тералитами и шонкинитами, с другой. Одной из главных составных частей их является основной плагиоклаз, чаще всего лабрадор, иногда андезин или же почти анортит, сопровождаемый непостоянным количеством ортоклаза, нередко также нефелином, канкринитом или каким-либо минералом из группы содалита. Вторая главная составная часть — темный минерал, именно зеленый или фиолетово-коричневый авгит, бурый биотит и бурая баркевикитовая роговая обманка, иногда также и оливин. Кроме того, присутствуют апатит, ильменит, реже титанит. Удельный вес эссекситов в среднем 2,844 (Дэли) — 2,915 (Бекке).

Химический состав эссекситов ставит их в такое же положение по отношению к щелочным породам, в каком стоят габбро по отношению к щелочно-земельным породам. Они содержат около 50% SiO<sub>2</sub> и меньше, что также сближает их с габбровыми породами, но они отличаются значительно большим содержанием щелочей, достигающим 8%, хотя в особенно богатых пироксеном разновидностях содержание Na<sub>2</sub>O понижается до 3—4%.

Эссекситы выступают совершенно независимо от габбровых пород, но всегда в тесной связи с щелочными, в Арканзасе, Мас-

сачузетсе, Канаде, Норвегии (в окрестностях Осло) и других местах, также в Казахстане.

Шонкиниты и тералиты — глубинные массивные гипидиоморфно-зернистые породы, состоящие: первые — из нефелина и ортоклаза, вторые — из нефелина и плагиоклаза в присутствии большого, иногда преобладающего количества темных минералов, преимущественно пироксенов. Пироксены сопровождаются часто биотитом, редко амфиболом, нередко минералы группы содалита, именно содалит, гаюин (Монтана), нозеан (Катценбукель). Кроме того, часто присутствуют титанистый железняк, апатит и др., в некоторых случаях также оливин. Из пироксенов в шонкинитах присутствует преимущественно диопсид, редко эгириин-авгит или эгириин, в тералитах — базальтический авгит и титанистый авгит, с характерной структурой песочных часов.

Обычно шонкиниты и тералиты носят характер пород мезотипных и меланократовых. К числу лейкократовых разновидностей их относят среди шонкинитов — малиниты, отличающиеся большим содержанием нефелина, среди тералитов — нефелиновые плагиоклазиты; некоторые тералиты лишены нефелина и могут быть отнесены к корундовым плагиоклазитам.

Шонкиниты, содержащие 20—40% нефелина и ортоклаза, входят в состав шонкинит-сиенитового массива Каинды (около Чимкента в Средней Азии) и сопровождаются эпилейцитовыми сиенит-порфирами, также монцонитами и другими близкими породами (табл. XIV, рис. 3). Около Иори (Кахетия) известны анализомсодержащие рогообманково-биотитовые тералиты — тешениты (табл. XIV, рис. 1).

Трахидолериты (табл. XIV, рис. 2), излившиеся аналоги эссекситов, представляют собой порфировые породы от пепельно-до темносерого цвета с мелкозернистой, часто пористой основной массой, в которой расположены выделения основного плагиоклаза (битовнита и лабратора), реже андезина и пироксена (эгириин-авгита и диопсида, иногда с оболочкой из эгириина). В основных трахидолеритах присутствует довольно часто также титан-авгит; к нему часто присоединяются выделения санидина или анортклаза, изредка лейцитита или нефелина, в некоторых случаях роговая обманка и оливин, также биотит, магнетит, титанистый железняк, апатит и др.

Среди трахидолеритов в зависимости от структуры различают трахитоидные и фонолитовидные трахидолериты. Некоторые из последних являются излившимися аналогами шонкинитов. Эти породы образуют потоки, покровы, жилы в соседстве с щелочными трахитами и фонолитами. Главные области их распространения — Канарские и Азорские острова. Встречены

в юго-западной части Енисейского края. По химическому составу аналогичны эссекситам.

Тефриты и базаниты, излившиеся аналоги тералитов, связаны постепенными переходами с трахидолеритами. Обычно это порфировые породы пепельно- до темносерого цвета, редко черного, с тонкозернистой до плотной основной массой, в которой расположены выделения пироксена (базальтический авгит, титансодержащий авгит, эгирин-авгит или иногда эгирин), плагиоклаза, большей частью основного, а также нефелина или лейцита, иногда анортклаза и санидина. Тефриты характеризуются почти полным отсутствием, базаниты — присутствием среди выделений оливина.

Лейцитовые тефриты и базаниты встречаются среди лав Везувия, обыкновенно с малым содержанием оливина.

Нефелиновые тефриты и базаниты известны на Канарских и Азорских островах, в области Эйфеля (Германия) и других местах.

### ГРУППА МИССУРИТОВ, ИЙОЛИТОВ И ДР.

В состав группы входят глубинные и излившиеся щелочные ультраосновные породы, отличающиеся присутствием вместо полевых шпатов их заместителей и щелочных амфиболов и пироксенов.

**Первичные минералы:** главные — нефелин, лейцит, щелочные пироксены, оливин; второстепенные — гаюин, нозеан, мелилит, апатит, титанистый железняк, магнитный колчедан, кальцит.

**Вторичные минералы:** серицит, каолинит, цеолиты, хлорит, кальцит.

Миссуриты — гипидиоморфно-зернистые глубинные породы — состоят из лейцита и пироксена, с большим содержанием темных минералов (помимо биотита и пироксена, главным образом диопсид, также оливин). Лейцит образует зерна или заполняет остающиеся промежутки; он свеж и лишь частью перешел в анальцим и другие цеолиты. Присутствуют железорудные минералы. Отношение светлых и темных минералов равно 24:76. Найден в Монтане (США).

Особенно богатый бесцветными минералами миссурит был назван фергуситом (Монтана). В нем лейцит преобразован в агрегат кристалликов полевого шпата и зерен нефелина, кристаллы сохраняют внешнюю форму лейцита (псевдолейцит), по которой он и узнается. Отношение светлых и темных минералов равняется 65:35.

Ийолиты — гипидиоморфно-зернистые глубинные породы — состоят из нефелина и пироксена (титанистого авгита с оболочкой из эгирина). Это мезотипные породы, непосредственно примыкающие к тералитам и шонкинитам; от них они отличаются полным отсутствием полевых шпатов. Ийолиты обра-

зуют дайки в нефелиновых сиенитах. Такие дайки известны в Канаде. Обычно они содержат довольно большое количество апатита.

Различают несколько типов ийолитов: собственно ийолит — порода мезотипная; уртит — порода лейкократовая, наиболее богатая нефелином и бедная пироксеном (табл. XIV, рис. 4); мельтейгит и якупирангит — породы меланократовые, особенно богатые пироксеном (до 75% авгита).

Содержание в уртит-ийолитовых породах нефелина следующее:

Уртит	> 75%
Ийолит	75—45%
Мельтейгит	45—15%
Якупирангит	< 15%

По минералогическому составу выделяют следующие разновидности ийолитов: пироксеновые, слюдяные, титанитовые, полевошпатовые, эвдиалитовые, титано-магнетитовые; по структурным особенностям — плотные, гнейсовидные и др.

Ийолиты образуют иногда довольно крупные массивы — до 2,5—3 км в поперечнике (Фен в Норвегии).

К этой же группе относятся породы, сопровождающие нефелиновые сиениты в виде жил, частью также в виде даек (последние уходят за пределы массивов этих пород). Это мончикиты и альнеиты (и те и другие меланократовые). В состав первых входят: пироксен (титан-авгит), баркевикитовый амфибол, анальцим, стекло; в состав вторых: биогит, оливин, меллит (до 25%), перовскит, нефелин.

Таблица 39

Химические анализы щелочных ультраосновных пород

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.
1	46,40	1,15	11,51	6,16	5,60	7,63	12,25	1,89	4,60	0,64
2	40,83	1,36	5,53	10,39	6,67	13,28	17,22	0,54	1,50	0,60
3	53,23	0,64	19,83	1,66	4,21	1,78	2,89	0,92	11,35	—
4	46,53	2,99	14,31	3,61	8,15	6,56	12,13	4,95	1,58	0,20
5	46,63	1,14	15,03	5,91	5,09	3,47	11,23	8,16	1,96	0,35
6	29,25	2,54	8,86	3,92	5,42	17,66	17,80	0,77	2,45	2,61
7	42,00	0,86	27,83	2,12	1,90	0,65	2,14	13,05	4,77	1,52
8	44,58	1,51	21,74	6,80	1,20	0,31	0,81	16,28	1,31	1,43
9	13,84	30,12	1,67	9,57	6,61	14,82	21,26	0,11	0,72	1,43

Коэффициенты Ниггли

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>c</i>	<i>fm</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>a</i>
1	104	15	46	29	10	0,6	0,6	1,5
2	75	6	59	33	2	0,6	0,6	1,2
3	174	38	25	10	27	0,9	0,4	2,1
4	100	18	42	28	12	0,2	0,5	1,4
5	106	20	32	27	21	0,1	0,4	1,5
6	45	8	56	32	4	1,7	0,8	0,8
7	112	42	11	6	41	0,2	0,2	1,2
8	125	35	18	2	45	0,1	0,1	1,4
9	27	2	58	39	4	0,7	0,6	0,4

1 — шонкинит (1,15%  $P_2O_5$ ); река Каинда, Таласский Алатау (Николаев). 2 — биотитовый пироксенит (1,18%  $P_2O_5$ ). 3 — тингуантовый лейцитовый порфир; Алдан. 4 — тералит. 5 — ийолит. 6 — альнеит (2,86%  $P_2O_5$ ; 6,00%  $CO_2$ ); остров Альне. 7 — уртит (2,15%  $CO_2$ ). 8 — тавит (2,56%  $CO_2$ ). 9 — мелилитовый оливинит.

Мончикиты отличаются полукристаллической, иногда интерсертальной структурой; близкие к ним камптониты имеют полнокристаллическую структуру.

Своеобразные ультраосновные породы, тесно связанные с группой щелочных пород, описанные Куплетским, представлены мелкозернистыми и пегматоидными пироксенитами (75% всего массива), более древними мелилитовыми и рудными оливинитами (20%) и более юными щелочными пегматитами и ийолитами (около 4%), продуктами последних стадий кристаллизации ультраосновных пород.

Щелочные породы на востоке Фенно-Скандии, согласно Куплетскому, не находятся в связи с щелочными породами соседних районов. По мнению Шенда, аналогичные породы в Южной Африке — ийолиты с титанитом, мелилитом, канкринитом и кальцитом — образовались в результате поглощения фойаитовой магмой известняков. Куплетский полагает, что появление этих щелочных пород является результатом дифференциации ультраосновной магмы, поглотившей карбонатные осадки и обогащенной летучими компонентами.

К лейцитовым относятся палео- и неовулканические породы, то равномернозернистые, то порфириновые, пепельно-серого до черного цвета, иногда буроватого, состоящие главным образом из лейцита и авгита. Лейцит в лейцитовых породах (как и в базанитах и тефритах) идиоморфный, образует то крупные, то мелкие резко очерченные тетрагон-триоктаэдры, часто белые

или светлоокрашенные с видимыми в шлифах характерными включениями, располагающимися часто зонарно. Полевые шпаты в некоторых лейцитовых породах отсутствуют.

Таблица 40

Фельдшпатовидные лавы (по Гатчу и Уэллеу)

Породы	Без оливина	С оливином
Лейцитовые	С полевым шпатом	
	Лейцитовый тефрит	Лейцитовый базанит
	Без полевого шпата	
	Лейцитит	Оливиновый лейцитит
Нефелиновые	Нефелинит	Оливиновый нефелинит
	С полевым шпатом	
	Нефелиновый тефрит	Нефелиновый базанит
Анальцимовые	Анальцимовый тефрит	Анальцимовый базанит

Нередко присутствуют оливин и темнокоричневая и бурокрасная баркевикитовая роговая обманка; обычно приращены апатит, магнетит и титанистый железняк, изредка — нефелин; пироксен представлен диопсидом или эгирином-авгитом, в лейцитовых базальтах главным образом базальтическим авгитом и титан-авгитом.

Так как преобладают обычно только два минерала — лейцит и пироксен, лейцитовые породы можно отнести к типу биминеральных пород.

Различают безоливиновые лейцититы (Албанские горы в окрестностях Рима и т. д.) и оливинсодержащие лейцитовые базальты (Эйфель в Германии, во многих местах Чехословакии, на острове Сардиния, около Транезунда, вблизи озера Урмия в Иране и др.). Особенно богатые пироксенами породы называются лейцитовыми авгититами.

Нефелиновые породы соответствуют глубинным ийолитам и шонкитам. Крупнозернистые до плотных, они имеют то равномернозернистую, то порфировую структуру. Существенными составными частями их являются нефелин и авгит. Различают безоливиновые нефелиниты и содержащие оливин нефелиновые базальты. При не особенно большом

количестве лейцита получают лейцитовые нефелиниты (Камерун), в присутствии мелилита — мелилитовые нефелиниты (Британская Восточная Африка); если присутствует большое количество гаюина, который иногда вытесняет нефелин, порода носит название гаюинофира (острова Зеленого Мыса и др.). Встречаются нозеановые базальты (Кайзерштуль на берегу Рейна, область Восточно-африканского грабена и др.). При значительном преобладании авгита получают нефелиновые авгититы.

Мелилитовые базальты характеризуются большим содержанием мелилита и меньшим — нефелина, сравнительно с нефелиновыми базальтами. Существенными составными частями их являются мелилит, оливин и авгит. Известны в Саксонской Швейцарии, Швабском Альбе.

Лимбургиты и авгититы представляют собой лишенные полевых шпатов конечные члены трахидолеритов, тефритов, базанитов, лейцитовых, нефелиновых и мелилитовых излившихся пород. Они состоят из авгита и стекла с примесью магнетита, титанистого железняка, апатита, роговой обманки. При этом авгититами называются лишенные оливина или бедные им разновидности, лимбургитами — богатые им. Августиты и лимбургиты имеют обыкновенно темную окраску и гипокристаллически-порфиновую структуру. Места их развития: Лимбург, Кайзерштуль (Германия), окрестности Мариуполя (Украина) и др.

Таблица 41

Химические анализы лейцитита, нефелинита и др.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.
1	43,68	Следы	17,61	1,83	5,33	4,42	12,24	8,05	0,66	5,15
2	47,58	0,74	12,46	3,64	3,94	7,93	13,62	1,16	7,81	0,48
3	38,12	3,03	13,83	2,66	7,36	4,13	12,80	7,72	2,88	2,60
4	36,27	3,70	11,79	6,00	5,32	6,59	16,02	6,08	1,84	5,92

Коэффициенты Ниггли

	si	al	c	fm	alk	k	mg	α
1	96	23	28	30	19	0,1	0,5	1,5
2	103	16	39	32	13	0,8	0,7	1,5
3	84	18	32	30	20	0,2	0,4	1,2
4	73	14	38	24	14	0,2	0,5	1,1

1 — нефелинит. 2 — основной лейцитит; Италия. 3 — авгитит (0,59% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 2,08% CO<sub>2</sub>). 4 — мелилитовый базальт (0,48% F; 0,25% Cl).

Щелочные породы содержат разнообразные полезные ископаемые. Особенную ценность в данное время представляют апатитовые руды, приуроченные к уртитам; последние в свою очередь генетически тесно связаны с нефелиновыми сисенитами. Апатитовые руды представляют собой породы, то крупнозернистые, то мелкозернистые, полосчатые или пятнистые. В их составе присутствуют апатит, нефелин, эгирин и эгирин-авгит, причем содержание апатита в них равно 20—50%. Среди них различают два типа — богатый апатитом апанеит и богатый нефелином неапит.

Таблица 42

Химические анализы нефелино-apatитовых пород

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	F	Cl
1	5,76	0,22	6,98	0,45	0,59	0,10	44,02	1,39	0,75	34,73	1,85	0,29
2	30,89	1,30	21,26	3,44	3,86	1,62	15,96	8,56	2,58	7,65	0,30	0,27

1 — апанеит. 2 — неапит.

### Жильные породы

Кроме глубинных (абиссальных), интрузивных (гипабиссальных) и излившихся (эффузивных) магматических горных пород, в ряде случаев различают горные породы, выделенные Розенбушем под названием жильных. К жильным породам им отнесены те магматические породы, которые, залегая главным образом в виде жил (выполняя трещины), в то же время теснейшим образом связаны в отношении химического и минералогического состава с теми породами, в которых или около которых они залегают.

Жильные породы являются либо продуктами кристаллизации в трещинах той же застывшей магмы, с которой они связаны, либо продуктами расщепления этой магмы на две части: одну — обогащенную темными (фемическими или мафическими) минералами, другую — обогащенную светлыми (салическими) минералами.

В связи с этим среди жильных пород различают две группы: ашистовые, или нерасщепленные: диашистовые, или расщепленные на две части — аплитовую, обогащенную салическими минералами, и лампрофировую, обогащенную мафическими минералами.

Ашистовые жильные породы характеризуются тем, что они обладают химическим и минералогическим составом тех магматических пород, с которыми они связаны, которые они пересекают или в непосредственной близости от которых находятся.

Они отличаются от магматических пород порфировой структурой, а от излившихся пород настолько ясной кристаллизацией основной массы, что отдельные составные части ее различимы, хотя и с трудом, простым глазом. Розенбуш выделил их под названием гранит-порфировых жильных пород.

В зависимости от того, с какими магматическими породами они связаны, аплитовые жильные породы делят на следующие группы:

1. Сопровождающие габбро-нориты и диориты.

Беембахит — мелкозернистая до плотной, серая и светло-серая панидиоморфная порода, состоящая из лабрадора и диаллага с небольшой примесью гиперстена и магнетита (большой частью сопровождает габбро).

Малхит — мелкозернистый до плотного агрегат плагиоклаза и роговой обманки, иногда с порфировой панидиоморфно-голокристаллической структурой, зеленовато-серого до темносерого цвета (большой частью сопровождает диориты).

2. Сопровождающие граниты.

Аплит — панидиоморфно-зернистая, мелкозернистая до плотной, белая и мясо-красная порода, состоящая главным образом из кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза с очень небольшой примесью мусковита.

Альсбахит — порфировый аплит, в микрогранитовой основной массе которого присутствуют порфировые выделения кварца и ортоклаза.

Различают также соответствующие гранитным аплитам диорит-аплиты, тоналит-аплиты, сиенит-аплиты и пегматиты.

К числу аплитов щелочных гранитов относятся так называемые лестивариты, характеризующиеся сахаровидной структурой, отсутствием кальциево-натрового полевого шпата и присутствием щелочных амфиболов (рибекита) или щелочных пироксенов (эгирина).

3. Щелочные сиениты сопровождаются близкими к щелочным трахитам бостонитами — беловатыми, сероватыми, желтоватыми тонкозернистыми до плотных трахитовидными породами, состоящими из щелочных полевых шпатов с очень незначительной примесью других минералов (биотит, роговая обманка), со своеобразной панидиоморфно-зернистой и в то же время флюидальной (приближающейся к трахитовой) структурой. Иногда образуют дайки до 200 м мощностью.

4. Нефелиновые и лейцитовые породы, как и щелочные граниты и сиениты, сопровождаются часто так называемыми тингуаитами. Обычно это зеленоватые или сероватые плотные породы, панидиоморфно-зернистые, полнокристаллические, иногда порфировые, состоящие из щелочных полевых шпатов и нефелина с примесью эгирина, реже эгирин-авгита. Они же называются нефелин-тингуаитами. Кварцевые тингуаиты — полнокристаллические, порфировые, мелкозернистые до плотных

породы, в основной массе которых располагаются длинные кристаллы эгирина и изометричные кристаллы щелочных полевых шпатов, редко кварца.

Из числа лампрофировых жильных пород наиболее распространены следующие:

1. Сопровождающие габбро и диориты.

Одинит — серовато-зеленая тонкозернистая до плотной порода, полнокристаллическая, состоящая из сильно удлинённых таблитчатых кристаллов плагиоклаза (лабрадора) и большого количества призматического авгита, реже роговой обманки (сопровождает габбро).

Вогезиты — в свежем состоянии светлозеленоватые, серые или темносерые, иногда базальтовидно-черные, панидиоморфно-зернистые, мелкозернистые породы, главными составными частями которых являются ортоклаз с небольшой примесью плагиоклаза, роговая обманка и короткопризматический диопсид. Сюда же относится спессартит, содержащий вместо ортоклаза плагиоклаз (сопровождает диориты).

2. Сопровождающие граниты.

Минетте и керсантиты — серые и серовато-черные породы, тонкозернистые до плотных, в более мощных жилах также среднезернистые, состоящие главным образом из биотита с примесью ортоклаза минетте и с примесью плагиоклаза (керсантиты). Минетте сопровождают граниты и противополагаются аплитам, керсантиты сопровождают диориты.

3. Особая группа щелочных жильных пород, сопровождающих щелочные породы, среди которых главные — камптониты и мончикиты.

Эти породы состоят из мелкозернистой до плотной основной массы и рассеянных в ней вкрапленников гексагональных кристаллов биотита густой красно-бурой окраски, черных кристаллов роговой обманки баркевикитового типа и авгита, иногда также оливина. Основная масса камптонитов панидиоморфно-зернистая, полнокристаллическая, в других случаях порфировая; основная масса мончикитов всегда полукристаллическая до витрофировой. Основная масса камптонитов состоит из лейст плагиоклаза (часто андезина) и микролитов амфибола или авгита; в состав основной массы мончикитов входит бурое стекло, иногда присутствуют также цеолиты, в особенности анальцим.

К этой же группе пород относится альнеит — богатый мелилитом и оливином, и биотитовый мончикит с переменным содержанием мелилита и перовскита.

4. Особую группу горных пород, связанных с последними стадиями остывания массивов магматических пород, составляют пегматиты — крупнозернистые и гигантски зернистые породы, приближающиеся по составу к аплитовым породам. Особенно часто встречаются гранитные пегматиты, сопровождающие гранитные массивы.

Гранитные пегматиты состоят главным образом из кварца, микроклина и плагиоклаза (олигоклаза), кристаллы которых

достигают здесь гигантских размеров, иногда до многих кубических метров каждый. В небольшом количестве присутствуют также слюды, в особенности мусковит, обладающие иногда также крупными размерами.

Кристаллы полевых шпатов и кварца или прилегают одни к другим, или прорастают друг друга и образуют сложные скелетные кристаллы. Получается характерная пегматитовая структура: на полированной поверхности поперечных сечений выступают своеобразные разрезы скелетов сероватого кварца, напоминающие еврейские письма. Отсюда и название таких пегматитов — еврейский камень или письменный гранит.

В пегматитах присутствуют очень часто редкие минералы — бериллы, турмалины, минералы с редкими землями — колумбиты, самарскиты, радиевые минералы и другие минералы, содержащие  $\text{Ce}$ ,  $\text{La}$ ,  $\text{Di}$ ,  $\text{Cs}$ ,  $\text{Rb}$  и т. д.

Пегматиты получают из тех остаточных жидких частей магмы, которые скопляются в отдельных участках магматического бассейна, обогащаясь особенно большими количествами летучих веществ, способствующих кристаллизации пегматитов.

Ферсман различает следующие периоды кристаллизации магмы с выделением в ней пегматитов на определенных стадиях.

#### *Магматический этап*

**A.** Магматическая фаза (900—800°). Застывание гранитного массива. В последних стадиях — образование турмалиновых солнц, монацитовых и магнетитовых шпиров.

#### *Эпимагматический этап*

**B.** Собственно эпимагматическая фаза (800—700°). Образование своеобразных зон, отделяющих крупнозернистый пегматит от самого гранита; зоны часто носят аллитовый или сахаровидный характер, содержат зерна граната и магнетита.

**C.** Собственно пегматитовая или графическая фаза, по Ниггли магматически-флюидная (700—600°), состоящая из типичного пегматита.

#### *Граница перехода $\alpha$ -кварца в $\beta$ -кварц*

**D—E.** Пегматоидная фаза, по Ниггли флюидно-газовая (600—500°).

Главнейшая зона минералообразования из флюидного остатка, иногда без заметного перехода связанная с зоной C. Здесь главным образом и образуются такие минералы, как слюды, листы мусковита, берилл, топаз, дымчатые кварцы, полевые шпаты, шерл и др.

**F—G.** Надкритическая фаза (500—400°). Характеризуется рядом типичных пневматолитовых образований: зеленых слюд, альбита, литиевых соединений и др.

**H—K.** Гидротермальная фаза (400—50°). Образование зеленых слюдок, позже сульфидов, еще позже цеолитов и карбонатов.

Гипергенная фаза (50—0°). Накопление глинистых веществ, иногда вторичного кальцита, повторное окремнение с выделением кварца, халцедона и др.

Для гранитных пегматитов характерно то, что в них выделяются иногда урансодержащие минералы. Собственно урановые минералы выделяются в пневматолито-гидротермальных образованиях и в гипергенных отложениях.

На ранних этапах образования урановых соединений (геофазы **C—D**) уран выделяется в виде четырехвалентного элемента, изоморфно замещая торий, иттрий, редкие земли, цирконий. Радиусы их ионов весьма близки друг другу:

	<i>Ri</i>		<i>Ri</i>
U <sup>4+</sup>	0,97 (1,05)	Zr <sup>4+</sup>	0,80
U <sup>6+</sup>	0,7	Hf <sup>4+</sup>	0,88
Th <sup>4+</sup>	1,02	Ce <sup>4+</sup>	1,01
Y <sup>3+</sup>	0,93	Ce <sup>3+</sup>	1,18
Er <sup>3+</sup>	1,04		

Четырехвалентный уран образует окислы (уранинит, бреггерит и др.) и входит в состав ниобатов, титанониобатов, торо- и цирконосиликатов, титанатов и углеродистых соединений.

Последовательность выделения урановых минералов подчиняется определенной закономерности.

В процессе радиоактивного распада четырехвалентный уран переходит в шестивалентный.

Таблица 43

Последовательность выделения урановых минералов

<i>B</i> (800°)	<i>C</i> (700°)	<i>D—F</i> (500°)	<i>G</i> (450°)	<i>H</i> (400°)	<i>I</i> (300°)	<i>K</i> (200°)
Монацит Уранинит	Колумбит Самарскит Эвксенит Вивкиит Пирохлор Ксенотим	Ампангабейт Эльсвортит Бломстрандит Ураноторит Торогумит	Урановая смолка (настуран) Пильбарит Николаит	Отенит  Уранилфосфаты	Резефордит	Торбернит

В уранатах присутствуют катионы Na, Ca, Pb и Bi. Уран относится к литофильным элементам. Все урановые минералы содержат кислород, но не содержат ни серы, ни галоидов, в них отсутствуют также бериллий, стронций, бор и алюминий. Уран

никогда не встречается в силикатах редких земель и иттрия, если они содержат фтор. Наибольшее промышленное значение имеют окислы урана (урановая смоляная обманка и уранинит), добываемые в гидротермальных месторождениях, где главными минералами являются ванадаты урана (карнотит и др.) В осадочных породах большое промышленное значение имеют отложения уран-содержащих асфальтитов, богхедов и других органических соединений. Иногда рудой на уран служат и пегматитовые выделения титанонитратов — бетафита и эвксенита и фосфатов — отенита и ураноцирцита. Главными урановыми минералами являются:

Урановая смоляная руда (урановая смолка, настуран)	$p(\text{UO}_2) \cdot q(\text{UO}_3) \cdot r\text{PbO}$
Уранинит (ульрихит)	$\text{UO}_2$
Карнотит	$\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Бетафит	$(\text{Ca}, \text{Th}, \text{U})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_3(\text{O}, \text{OH})_7$
Отенит	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Ураноцирцит	$\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Тюямунит	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

### НЕСИЛИКАТНЫЕ МАГМЫ

Наряду с силикатными магмами, дающими начало всем тем магматическим породам, которые описаны выше, имеются также магмы несиликатные, характеризующиеся составом из различных других образований. Среди них Левинсон-Лессинг выделяет пять типов:

- 1) карбонатитовые, кристаллизация которых дает карбонатные кристаллические породы, так называемые карбонатиты;
- 2) апатитолитовые, при кристаллизации дающие главным образом апатитовые породы;
- 3) сульфидолитовые, дающие начало сульфидным породам;
- 4) кварцолитовые, дающие начало кварцолитам, состоящим главным образом из кварца;
- 5) ферролитовые, дающие начало окисножелезным рудам.

Все эти магмы находятся в тесной генетической связи с теми или иными силикатными магмами, представляя собой накопления определенных несиликатных составных частей, вызванные дифференциацией силикатных магм.

К числу магматических карбонатитов некоторые петрографы относят кристаллические известняки острова Цейлона (Коморасвами), острова Альне, где они связаны с нефелиновыми сиенитами (Хегбом, Эккерман и др.), и области Фен в Норвегии. Установлены также дайки кристаллических известняков в США (Дэли). Распространение карбонатитов весьма ограничено.

Апатитолиты тесно связаны с нефелиновыми сиенитами и имеют определенную последовательность по возрасту; хибиниты, как более древние, ийолиты и уртиты, как более юные, и, наконец,

апатитолиты (неаптиты и апанеиты), как наиболее юные. В результате смещения с ийолит-уртитовыми породами апатитолитовые магмы дали начало гибридным породам.

Сульфидолиты состоят из различных сульфидов и образуются обычно в результате ликвации двух не смешивающихся жидкостей — сульфидной магмы и силикатной магмы. При этом образуются два слоя (полная ликвация), или же сульфиды распределяются в силикатной магме в виде шпиров и придают ей пятнистый вид.

Сульфидолиты имеются в значительном количестве в Седбери (Канада).

Кварцолиты образуют кварцевые магматические жилы, связанные с гранитами и вызывающие контактные изменения вмещающих их горных пород. Вопрос о том, являются ли эти жилы магматическими, т. е. образовавшимися из расплава, пневматолитовыми или гидротермальными, остается пока открытым.

К ферролитам относят магматические образования, сопровождающие в отдельных случаях граниты и сиениты, а также основные и ультраосновные породы. К числу ферролитов относятся, по Левинсон-Лессингу, магнитные железняки горы Благодать, где они играют роль инъекционных образований, внедрившихся в окружающие их породы в жидком состоянии. Существует мнение, что ферролиты образуются в результате ликвации силикатных магм, обогащенных окислами железа, которые в зависимости от состава дают начало таким ферролитам, как магнетитовые, титано-магнетитовые, хромитовые и др.

## ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Магматические породы пользуются во всех частях света чрезвычайно широким распространением и обнаруживают большое разнообразие типов. В каждой данной области это разнообразие в сущности больше, чем наблюдается исследователями, так как исследованию доступны только те породы, которые выступают на поверхности земли или благодаря тому, что они излились на поверхность, или потому, что процессы размыва, в связи с процессами горообразования, обнажили породы, которые образовались на большей или меньшей глубине. Большую роль для изучения комплексов разнообразных магматических пород и их преобразований играют глубокие искусственные выработки, вскрывающие рудники, глубокие буровые скважины, проникающие в породы на значительную глубину, измеряемую многими сотнями метров. Если где-либо наблюдаются выходы излившихся пород, то тут же вблизи часто находятся и их глубинные аналоги.

Группы горных пород, выделенные в классификации Лапрана — Лучицкого, неодинаковы по объему в связи с крайне неодинаковым распространением горных пород различного состава.

Относительное распространение магматических пород с различным содержанием в них кремнекислоты изображено на рис. 86, на котором видно, что, при среднем содержании кремнекислоты 59,09%, наиболее распространены производные базальтовой магмы, содержащие 52,5%, и производные гранитной магмы, содержащие 73,0%.

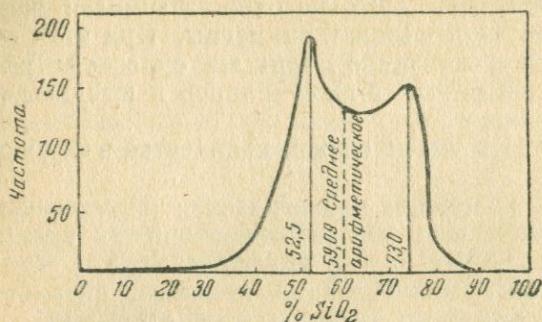


Рис. 86. Частота распределения кремнекислоты в магматических породах (по Ричардсону).

Для более ясного представления о закономерности химического состава магматических пород приводится схема Гроута, где

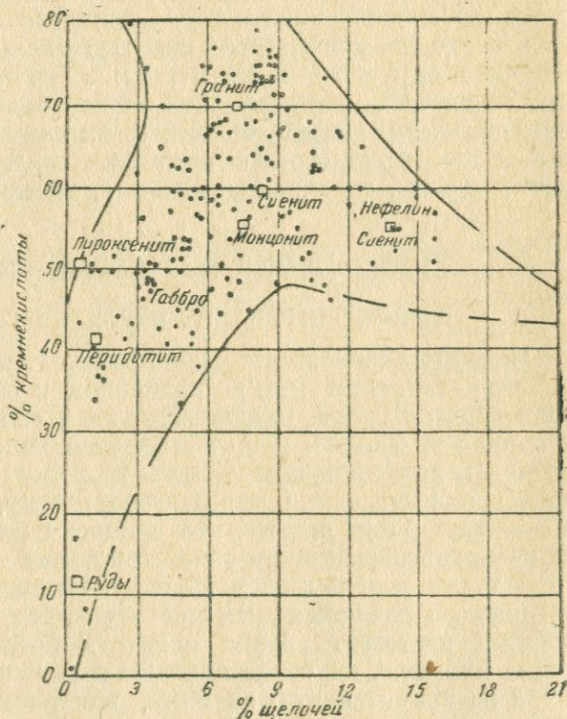


Рис. 87. Поля магматических пород, спроектированных на диаграмму с координатами содержания кремнекислоты и щелочей. Квадраты — средние составы пород по Дэли, точки — случайно выбранные группы анализов магматических пород. (По Гроуту).

на ординате нанесено содержание кремнекислоты, а на абсциссе — содержание щелочей. Квадратами отмечены средние химические анализы, точками — группы случайных анализов соответствующих магматических пород (рис. 87).

Распространение магматических пород в США (в %)

Глубинные породы		Излившиеся породы	
Граниты и соответствующие кварцевые порфиры	23,214	Андезиты	23,863
Гранодиориты	12,195	Базальты	20,733
Габбро	2,225	Риолиты (липариты)	12,834
Диориты	1,802	Диабазы	1,602
Перидотиты	0,436	Дациты	0,536
Сиениты и сиенит-порфиры	0,389	Фонолиты	0,048
Анортозиты	0,311	Трахиты	0,036
Монзониты	0,161	Латиты	0,030
Кварцевые монзониты и соответствующие порфиры	0,108	Нефелиновые базаниты	0,018
Шонкиниты	0,054	Лимбургиты	0,012
Тералиты	0,036		
Нефелиновые сиениты	0,024		
Пироксениты	0,011		

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

То обстоятельство, что породы отдельных областей носят при всем своем разнообразии часто общие характерные признаки, дало повод Джедду установить термин петрографические провинции. Петрографическими провинциями называются области, в которых магматические породы, образовавшиеся в течение известного геологического периода, обладают при всем своем разнообразии ясно обозначенными общими особенностями минералогического или химического состава, отличающими их от аналогичных пород какой-либо иной местности, хотя бы последние и образовались одновременно с ними. Тесная связь, которая существует между магматическими породами одной и той же петрографической провинции, называется, согласно Иддингу, кровным родством.

Типичным примером петрографической провинции может служить прежде всего область Богемии (Чехословакия), где излившиеся породы богаты щелочами и содержат заместителей полевых шпатов, а глубинные — принадлежат к содалитовым сиенитам, эссекситам и т. д. с сопровождающими их бостонитами, тингуайтами и другими щелочными жильными породами. Полную противоположность Богемии представляет область Венгрии, которая характеризуется развитием исключительно щелочноземельных пород, отличающихся сравнительно малым содержанием щелочей; дацитов, андезитов и других из числа излившихся, банатитов, диоритов и других из числа глубинных пород. В окрестностях Осло (Южная Норвегия) все породы, извергавшиеся в течение большого промежутка времени, начиная от основных и кончая кислыми, характеризуются большим содержанием окиси натрия и в связи с этим присутствием минералов, которые содержат в своем составе  $\text{Na}_2\text{O}$ , главным образом альбита, нефелина, натровых пироксенов и амфиболов. Магматиче-

ские породы окрестностей Мон-Дор в Оверни (Франция) отличаются большим содержанием  $MgO$ . Южная Италия (Везувий и его окрестности, Албанские горы и др.) характеризуется тем, что лавы, извергавшиеся здесь в течение довольно длинного промежутка времени, при разнообразном составе всегда отличаются большим содержанием окиси калия. Во многих случаях „кровное родство“ между породами данной области проявляется очень отчетливо в присутствии определенных минералов, характерных для данной провинции как в кислых, так и в основных ее членах (лейцит и др.).

На территории СССР также возможно выделить ряд крупных и характерных петрографических провинций с комплексами разнообразных магматических пород, генетически тесно связанных друг с другом как химическим, так и минералогическим составом. Такова крупнейшая габбро-перидотитовая провинция Урала.

На Урале характерной петрографической провинцией являются две длинные полосы: одна (восточная) — севернее Кыштыма и другая (западная) — севернее Миасса, где видную роль играют щелочные породы, представленные миаскитами и щелочными сиенитами. Обычно нефелиновые сиениты располагаются внутри полос щелочных пород и отделяются от окружающих гранито-гнейсов каймой из щелочных эгириновых, роговообманковых и частью биотитовых сиенитов. Последние на самом краю переходят в эгириновые гнейсовидные граниты; сопровождающие их пегматиты содержат иногда большие количества то циркона, то корунда.

Для территории Украины петрографически характерны габбро-норитовые провинции с кислыми, средними и основными породами, представленные двумя массивами — одним на Волыни, другим на юге Киевской и севере Одесской областей. Здесь развиты крайне разнообразные типы главным образом габбровых пород, отличающиеся некоторым избытком  $K_2O$ , сравнительно с другими габбровыми провинциями, например Урала. В отличие от Урала же, в них отсутствуют перидотитовые типы, зато присутствуют лабрадориты.

Особый тип пород развит в Подолии и в прилегающих частях Украины: эти породы носят чарнокитовый характер. В минералогическом отношении они отличаются присутствием гиперстена как в наиболее кислых, так и в наиболее основных разновидностях.

Петрографические провинции Кавказа — Эльбрус, Казбек и др. — с их разнообразными лавами характеризуются постоянным присутствием гиперстена.

Характер петрографических провинций часто с течением времени совершенно изменяется. Такого рода эволюция наблюдается во многих петрографических провинциях. Так, в Богемии в более древние времена извергались породы щелочноземельные, и лишь в последнее геологическое время здесь произошли извержения разнообразных пород совершенно иного типа, относящихся к производным щелочной магмы. Аналогичные изменения наблю-

даются в петрографических провинциях Великобритании и других стран света.

**Тихоокеанский и атлантический типы пород.** Среди магматических пород необходимо различать две большие группы: щелочные и щелочноземельные. Щелочные породы особенно часто встречаются в областях, прилегающих к Атлантическому океану, щелочноземельные — особенно широко распространены в области Тихого океана. На основании этого Бекке предложил называть первый тип атлантическим, второй тихоокеанским. В общем получаются как бы две крупные петрографические области с частым нахождением в одной из них щелочных пород. Выходы пород щелочного типа до известной степени связаны с определенными тектоническими процессами в земной коре, именно с процессами сбросового характера. Отличия обеих групп пород очень характерны.

#### *Породы атлантического типа*

Щелочные полевые шпаты образуют основную массу кислых и средних пород, часто присутствуют в основных

Часто одновременно присутствуют основной плагиоклаз и калиевый полевой шпат

Часто наблюдаются микро- и криптопертитовые прорастания

Часто присутствуют заместители полевых шпатов (лейцит, нефелин, содалит, гаюин, нозеан, первичный анальцит, мелилит)

Кварц присутствует только в наиболее кислых породах

Амфиболы и пироксены часто содержат натрий (рибекит, арфведсонит, баркевикит, гастингсит, катфорит, кроссит, эгирин, акмит)

Часто присутствуют слюды и гранат (меланит) в породах с различным содержанием кремнекислоты

#### *Породы тихоокеанского типа*

Щелочные полевые шпаты присутствуют не в особенно большом количестве, за исключением кислых пород

Плагиоклаза много

Часто наблюдается зонарная структура плагиоклазов

Заместители полевых шпатов отсутствуют

Кварц присутствует не только в кислых, но и во многих средних породах

Пироксены представлены ромбическими пироксенами, авгитом, диопсидом; амфиболы — обыкновенной роговой обманкой

Слюда присутствует редко, за исключением кислых пород; меланит отсутствует

Кроме того, выделяют средиземноморский тип магмы, в химическом отношении отличающийся значительным содержанием  $K_2O$ , в минералогическом — содержанием лейцита в незначительных количествах этих пород. Ниггли делает такое сопоставление этих трех типов (табл. 44).

Таким образом, средиземноморская свита пород отличается некоторой десиликацией, связанной с образованием лейцита и с неустойчивостью калиевого полевого шпата.

Оливин не имеет значения как критерий для отнесения породы к той или иной свите, потому что многие минералы с большим содержанием кремнекислоты легко десилицируются. Лишь с течением времени образуется оливин, который затем либо сохраняется, либо перитектически резорбируется.

Тихоокеанский тип	Средиземноморский тип	Атлантический тип
Магнетит Оливин Гиперстен Авгит Биотит		Магнетит Оливин Щелочной пироксен Щелочная роговая об- мавка Монтчеллит
Кварц		Кварц
Калиевый полевой шпат Кальциевый плагиоклаз Натровый плагиоклаз	Лейцит Кальциевый плагиоклаз Натровый плагиоклаз  Калиофилит Мелилит Гаюин Нозеан Содалит	Калиевый полевой шпат Кальциевый плагиоклаз Натровый плагиоклаз Нефелин Канкринит Анальцит Нозеан Содалит

Характерно то, что с щелочными породами чаще связано присутствие редких элементов, чем с щелочноземельными.

Распространение различных магматических пород далеко не одинаково. Из числа глубинных пород наибольшим распространением пользуются граниты и гранодиориты, которые занимают площадь приблизительно в 20 раз больше, чем все остальные глубинные породы, вместе взятые. Среди излившихся пород базальты занимают пространство также почти в 20 раз больше, чем все остальные излившиеся породы. Следовательно, среди глубинных пород первенствующую роль играют граниты и гранодиориты, второстепенную — габбровые породы. Среди излившихся, наоборот, липариты, и кварцевые порфиры (излившиеся аналоги гранитов) играют второстепенную роль, главную же роль играют базальты (излившиеся аналоги габбровых пород). Магматические породы, таким образом, принадлежат к двум типам: гранитам и базальтам, как на это впервые указывали Дюроше, Котта и Бунзен, позже — Мишель-Леви, Левинсон-Лессинг и др.

Далеко не одинаково соответственно и распространение тихоокеанского и атлантического типов магматических пород. Породы второго типа в среднем составляют, по вычислениям

Дэли, менее 1% всей массы пород первого типа. В отдельных областях это количество больше. Так, в области Пиренейского полуострова оно повышается до 5%. Несмотря на свое сравнительно малое распространение, породы атлантического типа в отдельных областях играли видную роль и извергались в известные геологические периоды в особенно большом количестве.

**Европа.** В Западной Европе с ее чрезвычайно сложной тектоникой географическое распространение пород отличается особенной сложностью. Здесь как к северу от Альпийско-Карпатской цепи гор (главным образом в области Силезии, Чехословакии, Южной Германии), так и к югу от этой цепи (в Италии и на ее островах, на Балканском полуострове и т. д.) древнейшие магматические породы принадлежат к тихоокеанскому типу. Позже местами одновременно происходили извержения пород и атлантического типа (нефелиновые породы Южного Тироля, нефелиновые и иные сиениты Дитро, нефелиновые базальты и другие породы Баконского Леса и Южной Венгрии и т. д.). В третичный период происходили извержения магм атлантического типа в области, расположенной на выпуклой стороне Альпийско-Карпатской цепи и к западу от нее, также к востоку от Апеннин. Таковы разнообразные щелочные породы Чехословакии, Южной Германии (нефелиновые и лейцитовые породы Гегау, Ренна, Эйфеля, окрестностей Лаахерского озера, Зибенгебирге, Катценбукеля).

**Азия.** Местами магматические породы пользуются чрезвычайно широким распространением. Во многих местах огромные пространства занимают граниты — в Западной и особенно Восточной Сибири, Средней Азии и др., во многих местах видную роль играют базальты, например в Декане (Индия), где базальтовые покровы занимают пространство в сотни тысяч квадратных километров и достигают мощности (около Бомбея) 2800 м; громадные площади занимают основные породы в области Восточной Сибири (траппы — оливиновые базальты и долериты).

При этом в огромном большинстве мест выступают самые разнообразные породы тихоокеанского типа — начиная от Апеннино-Альпийско-Карпатской дуги через Малую Азию, всю Южную, Среднюю и Северо-Восточную Азию до берегов Тихого океана. Лишь местами имеются маленькие островки пород атлантического типа. Таковы нефелиновые базальты окрестностей Трои в Малой Азии, лейцитовые породы окрестностей Кулы в Лидии, лейцититы и лейцитовые тефриты окрестностей Трапезунда, лейцитовые породы около озера Урмия в Иране, тешениты Закавказья, нефелиновые сиениты Мадраса в Индии, лейцитовые породы Целебеса и некоторых мест Явы, нефелиновые сиениты Зеравшана в Туркестане, тешениты, уртиты, пуласкиты, эссекситы и другие около Минусинска, нефелиновые сиениты, камптониты и другие в южной части Енисейского округа.

Встречаются в небольшом количестве щелочные породы и в Китае.

Новейшие — третичные до современных — магматические породы выступают как на восточном побережье Азиатского материка, так и в западной части Тихого океана — на Японских, Филиппинских островах и на островах южной части Тихого океана, как и в области Зондского архипелага. Эти породы принадлежат к тихоокеанскому типу и представлены главным образом андезитами. Лишь местами присутствуют в виде исключения магматические породы атлантического типа (Гавайские острова, где наряду с базальтами присутствуют в небольшом количестве содержащие гаюин нефелиновые базальты, Каролинские острова с нефелиновыми базальтами, острова Самоа с лимбургитами, острова Таити и др.). В районе острова Суматры, согласно Лакруа, присутствует серия магматических пород: кортландит — габбро — диорит — гранит, с преобладанием во всех породах натрия над калием; те же породы развиты в районах Кохинхины, Аннама, Малайских островов, причем диориты играют второстепенную роль, иногда и отсутствуют. Наряду с щелочно-земельными присутствуют и щелочные, но не ультращелочные породы; возраст этих глубинных пород послетриасовый. Крайне редко выступают породы атлантического типа (нефелиновые сиениты Аляски, лейцитовые базаниты Калифорнии). Наоборот, область, расположенная к востоку от Скалистых гор в Северной Америке и к востоку от Анд в Южной Америке, характеризуется, при полном преобладании тихоокеанского типа, развитием во многих местах довольно больших масс атлантического типа. Таковы разнообразные щелочные породы в Массачузетсе, Вермонте, Нью-Йорке, Нью-Джерси, где развиты частью и нефелиновые сиениты, Арканзасе и других штатах США в Бразилии (нефелиновые сиениты, тералиты, фонолиты), в Парагвае и др.

**Африка.** В Африке наибольшим развитием пользуются породы тихоокеанского типа, как глубинные, так и излившиеся, но местами более видная роль принадлежит породам атлантического типа. Так, на острове Мадагаскаре развиты разнообразные щелочные породы — этирин-рибекитовые граниты, нефелиновые сиениты, ийолиты, эссекситы, нефелиновые габбро и другие и их излившиеся аналоги. На материке породы атлантического типа наибольшим распространением пользуются в области знаменитых восточноафриканских грабен (вулканы Килиманджаро, Кения и др.) и в ряде других мест.

**Атлантический океан.** Область Атлантического океана характеризуется тем, что на большинстве островов, наряду с преобладанием пород тихоокеанского типа, присутствуют лавы атлантического типа (нефелиновые сиениты, фонолиты, и другие острова Зеленого Мыса; нордмаркиты, эссекситы, фонолиты Канарских островов; эссекситы, лимбургиты, базаниты и другие острова Мадейры; фонолитовидные и иные трахиты Азорских

островов и т. д.). Значительные массы нефелиновых и содалитовых сиенитов развиты в Гренландии. На островах северной части Атлантического океана, включая и часть Гренландии, широко развиты базальты тихоокеанского типа (Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, Исландия, часть Великобритании и др.). Эта область может быть названа британо-арктической.

В области Антарктики развиты оба типа пород с преобладанием тихоокеанского: оба типа встречаются на острове Грахама и острове Ванделе; на вулкане Террор и других имеются лавы атлантического типа.

### ПРИЧИНЫ РАЗНООБРАЗИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В первой половине XIX столетия Бунзен пытался объяснить разнообразие химического состава магматических пород смешением двух различного состава магм: трахитовой, содержащей 76,07%  $\text{SiO}_2$ , и базальтовой, содержащей 47,47%  $\text{SiO}_2$ . Однако эта теория смешения, с успехом примененная Бунзеном к изученным им лавам Исландии, оказалась совершенно неприменимой к огромному большинству магматических пород.

**Дифференциация магмы.** В настоящее время крайнее разнообразие состава магматических пород объясняется дифференциацией магмы. Под дифференциацией магмы вообще подразумевают совокупность всех физических и химических процессов, в результате которых происходит разделение материнской магмы на вторичные, отличающиеся в химическом отношении от материнской и ведущие к образованию известных нам магматических пород. Обычно дифференциация происходит на более или менее значительных глубинах. Если такого рода процесс происходит в каком-либо магматическом бассейне, то в отдельных частях его собираются неодинакового состава вторичные магмы, родственные друг другу, которые при извержении и застывании дают начало разнообразным „комагматическим“, т. е. образовавшимся из общей материнской магмы, породам. Так, если материнская магма была особенно богата  $\text{Na}_2\text{O}$ , то и вторичные магмы и полученные из них комагматические породы будут больше содержать  $\text{Na}_2\text{O}$ , чем породы, полученные при дифференциации магмы иного состава.

Обычно различают два главных типа дифференциации:

а) магматическую, которая происходит задолго до начала кристаллизации, на больших глубинах, при температурах, более или менее превышающих температуру затвердевания или начала кристаллизации магмы;

б) кристаллизационную, которая происходит по большей части в обособленных участках уже расщепленной магмы, при сравнительно низкой температуре, близкой к температуре затвердевания магмы, или даже во время ее кристаллизации.

Хотя причины дифференциации магмы не установлены полностью, но уже и в настоящее время мы можем делать ряд выводов, вытекающих из изучения разнообразных магматических пород и их взаимоотношений в земной коре, а также из сопоставления данных экспериментальных исследований.

Причины дифференциации магмы могут быть различны. В одних случаях может происходить диффузия в магме, как силикатном расплаве обычно очень сложного состава. Диффузия усиливается вследствие различия температур в различных частях магматического бассейна, либо растворения или ассимиляции магмой горных пород другого состава, чем магма. В ряде случаев перераспределение составных частей магмы может происходить во время ее кристаллизации в результате выделения кристаллов минералов разного удельного веса в определенной последовательности. Большое значение в процессе перераспределения составных частей магмы могут иметь также и летучие компоненты, присутствующие в магме и выделяющиеся из нее во время ее остывания или кристаллизации. Характерен для этих процессов тот антагонизм, который существует между двумя группами окислов: с одной стороны, кремнезема и щелочей ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ), с другой — окислов магния и железа ( $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). В конечном итоге он приводит к образованию двух магм, резко отличных одна от другой — магмы габброидно-базальтовой, характеризующейся большим содержанием окислов магния и железа, и магмы гранитной, обогащенной кремнекислотой и щелочами. Оба типа магм различаются также относительным содержанием летучих компонентов: их много в магме гранитной и сравнительно мало в магме габброидно-базальтовой.

На этот антагонизм было обращено внимание, в частности, Мишель-Леви, разделявшим магмы и породы, с ними связанные, на две группы: магниально-железистые и кремнисто-щелочные.

Антагонизм, который существует между указанными окислами, проявляется постоянно, в особенности когда мы сравниваем магматические породы одного и того же района; при этом он проявляется не только в крупных, но и в малых размерах.

Как простейший пример, можно привести сравнение лейкократового и меланократового габбро из одного и того же района, выраженное, что особенно удобно, в показателях Ниггли (табл. 45).

Таблица 45

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Лейкократовое габбро	130	34	22	36	8	0,1	0,6
Меланократовое габбро	114	22	44	30	4	0,1	0,8

Антагонизм здесь ясно выражен в величине коэффициентов  $si$  и  $alk$ , с одной стороны,  $fm$  — с другой. Нейтральный характер обычно носит коэффициент  $c$ , т. е. содержание  $CaO$ .

Совершенно отчетливо выражен тот же антагонизм в базальтовом потоке Антрима (Ирландия), где видно, что антагонизм усиливается под влиянием силы тяжести (табл. 46).

Таблица 46

	$si$	$al$	$fm$	$c$	$alk$	$k$	$mg$
Верхняя часть потока (шлаковый базальт с миндалинами цеолитов)	115	24	45	25	6	0,1	0,5
Средняя часть потока (оливиновый базальт)	110	20	51	25	4	0,2	0,6
Нижняя часть потока (хризоприновый базальт)	89	14	67	17	2	0,3	0,3

Здесь совершенно отчетливо выражено увеличение на дне потока количества соответствующих окислов, дающих минералы с наибольшим удельным весом (пироксен, оливин), и увеличение вверху потока количества соединений, дающих минералы с наименьшим удельным весом (полевые шпаты). Характерно далее увеличение коэффициента  $mg$ , что связано с обычным уменьшением содержания закиси железа в ромбических пироксенах за счет энстатитовых молекул и с увеличением в магматических породах их основности, как видно из таблички, составленной Вейх еще в 1914 г. (оливин дан по расчетам Куплетского).

Интрузивные породы

$FeSiO_3$  (в %)

Снениг	50
Диорит	45
Биотитово-роговообманковое габбро	45
Габбро	31
Перидотит	14
Оливин в мелилитовом оливините	14 ( $Fe_2SiO_4$ )

Эффузивные породы

$FeSiO_3$  (в %)

Трахит	53
Роговообманковобиотитовый андезит	46
Пироксеновый андезит	44
Базальт	25,5
Лимбургит	22

Хороший пример дифференциации базальта дает диаграмма, построенная Фуллером для трех различных зон одного и того же базальта (рис. 88).

Приведенные данные, особенно Вейх, а также относящиеся к базальтовому потоку Антрима, вскрывают различную роль окислов  $FeO$  и  $MgO$  в дифференциации магмы.

Характерный пример процессов дифференциации в одном и том же гранодиоритовом районе можно привести из области Катунских Альп (Алтай) с расположением глубинных магматических пород в порядке понижения основности (табл. 47).

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Пегматит	315	42	22	11	25	0,4	0,4
Гранит биотитовый	300	39	28	12	21	0,4	0,4
" "	252	35	30	16	19	0,4	0,4
Гранодиорит	225	35	30	16	19	0,2	0,4
Гранодиорит (Котандинский массив)	215	36	27	18	19	0,2	0,4
Габбро-сиенит (Кочурлинский массив)	170	28	44	16	12	0,2	0,5
Габбро-диорит (Оруктойский массив)	124	23	47	19	11	0,2	0,7

Здесь ясно проявляется антагонизм между кремнекислотой и щелочами, с одной стороны, и магниезально-железистыми окислами, с другой; вместе с тем проявляется также различное поведение  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ , приводящее к увеличению содержания в более основных дифференциатах магниезальных минералов за счет железистых.

В общем характерным является то, что окислы стремятся в процессе дифференциации отделяться одни от других или передвигаться вместе, причем степени взаимного передвижения могут быть крайне разнообразны. Так, резко проявляется стремление к разведению у  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  по отношению к окислам  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , отчасти  $\text{MnO}$ . Более слабо, но все же отчетливо это выражено в отношении между окислами  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  во второй группе и  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в первой, но всем признакам между  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ . Более сложно поведение  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

В каком виде передвигаются окислы, до настоящего времени точно не установлено. По мнению Нитгли, они передвигаются в виде более или менее сложных соединений. Он считает, что магма состоит из десяти главных окислов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,

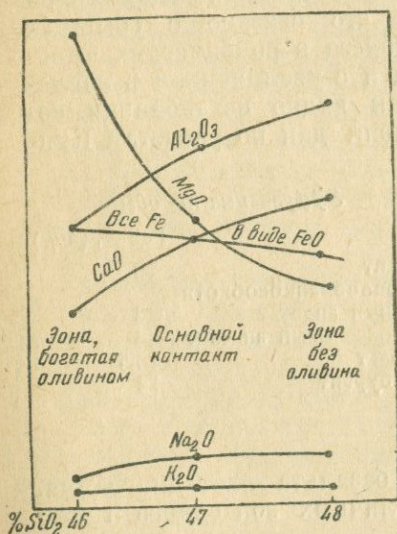


Рис. 83. Вариационная диаграмма химических анализов базальта из трех зон, изученных Фуллером (в каждой по 4% воды).

точно не установлено. По мнению Нитгли, они передвигаются в виде более или менее сложных соединений. Он считает, что магма состоит из десяти главных окислов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,

$Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $H_2O$ , присутствующих в магме в виде следующих соединений:

$KAlSi_3O_8$	Kp	Калинефелин	$Fe_2SiO_4$	Fa	Файалит
$NaAlSi_3O_8$	Ne	Нефелин	$Mg_2SiO_4$	Fo	Форстерит
$CaAl_2Si_2O_8$	Ts	Молекула Чермака	$SiO_2$	Q	Кварц
$HAlSi_3O_8$	Gl	Молекула слюды	$H_2O$	W	Вода
$Na_4Si_3O_{10}$	Ns	Нагровый силикат	$O_2$	O	Кислород
$K_2Si_2O_7$	Ks	Калиевый силикат	$Fe (Fe_2O_4)$	Mg	Магнетит
$Ca_2SiO_4$	Co	Кальциевый ортосиликат	$Mg (Al_2O_4)$	Sp	Шпинель

В процессе остывания магмы и ее кристаллизации эти основные молекулы могут соединяться главным образом с кремнекислотой или, смешиваясь, образовывать изоморфные смеси (твердые растворы).

Образование соединений молекул в изоморфных смесях находится в тесной зависимости от температуры и давления. Изменение этих факторов влечет за собой изменение в магме тех или иных соединений и смесей, постоянных лишь в известных, характерных для них, интервалах температуры и давления.

Каждому моменту остывания магмы и ее передвижения внутри земной коры соответствуют определенные условия температуры, давления, степени концентрации, при которых магматический расплав находится в определенном равновесии. При изменении одного из этих факторов, меняются и условия равновесия для компонентов магмы, отдельные компоненты попадают в условия, наиболее благоприятные для кристаллизации, и могут выпадать в виде кристаллов тогда, когда магма пересыщается ими. Как мы видели, насыщение магмы теми или другими компонентами происходит в определенной последовательности. Боуэн, составив свою наглядную схему кристаллизации, показал, в каком порядке должно идти выделение того или иного из компонентов магмы с образованием определенных минералов. Характерным является то, что эти компоненты обычно выделяются в виде изоморфных смесей, которые образуют оливины, пироксены, амфиболы, биотиты, щелочные полевые шпаты, плагиоклазы. Исключение составляют только немногие (кварц).

На остывающую и кристаллизующуюся магму действует несколько факторов: изменение температуры и давления, изменение содержания минерализаторов, сила тяжести.

Одной из главных причин дифференциации магмы является действие силы тяжести, которая вызывает передвижение тех или иных групп молекул в различные части магматического бассейна (главным образом по вертикали); если к этому присоединяется еще процесс кристаллизации магмы, сила тяжести особенно способствует дифференциации.

Как мы видели, по схеме Боуэна первыми выделяются магнетитно-железистые ортосиликаты, обладающие большим удель-

ным весом, далее несколько более легкие магнезиально-железистые метасиликаты.

Благодаря силе тяжести происходит передвижение этих минералов из более охлажденных верхних частей в более низкие. Вверху происходит обеднение окислами магния и железа, обогащение кремнеземом, щелочами и глиноземом. В то же время опустившиеся вниз кристаллы магнезиальных силикатов снова расплавляются (резорбируются), обогащая окислами магния и железа более глубокие части магматического бассейна.

В случае медленной кристаллизации, при наличии различных в удельном весе между остающейся жидкостью и выделяющимися минералами, последние опускаются в более глубокие части магматического бассейна и там накапливаются, увеличивая основность более глубоких зон и увеличивая кислотность и щелочность более высоких горизонтов бассейна. По мере того, как протекает этот процесс фракционной кристаллизации, постепенно происходит изменение состава магмы в магматическом бассейне — она дифференцируется. При полной кристаллизации должны получиться две горные породы с различным составом и с переходами между ними. Это отчетливо наблюдается в бассейнах, где дифференцировалась габбро-перидотитовая магма, например в габбро-перидотитовой области Урала, в типичных лополитах с дифференцировавшейся габбровой магмой, как дополит Бушвельда в Южной Африке или дополит Седбери в Канаде.

При повторной кристаллизации и дифференциации получаются анхимономинеральные магмы (например, лабрадориты, дуниты и др.), причем такие окислы, как  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ , остаются в остаточной магме; дальнейшие кристаллизация и дифференциация приводят к образованию анхизвтектических магм (габбро, нориты, сиениты). Конечным продуктом является гранитная магма. Из остаточных магм, если летучие вещества не могли быть удалены, образуются пегматитовые магмы.

Процесс дифференциации, происходящий длительный период времени, может вызвать крупные передвижения окислов и привести к расщеплению магмы на две главные части: в более глубоких частях концентрируются бедные кремнекислотой магнезиально-железистые составные части, к которым (см. схему Боуэна) присоединяются также богатые кальцием алюмосиликаты, дающие основные плагиоклазы, в более высоких частях — щелочные алюмосиликатные молекулы магмы. Следовательно, в конечном результате получаются две группы магм — основная или магнезиально-железистая и кислая или глиноземисто-щелочная. Восстановление прежнего равновесия во время процессов дифференциации магмы невозможно. Отсюда видно, что по существу оба типа дифференциации — магматическая и кристаллизационная — теснейшим образом связаны друг с другом.

Огромное значение в деле дифференциации магмы имеют также минерализаторы. В этом вопросе важное значение имеют работы Нитгли. Следует, однако, указать на то, что мнения относительно роли летучих веществ в процессе дифференциации магм разнообразны. Так, Фогт и Боуэн придают им мало значения. Роль минерализаторов заключается в том, что они концентрируются в жидких остатках магмы, все более и более кислых, обогащенных щелочами и глиноземом. При этом образуются легкоподвижные соединения магм с этими компонентами, которые облегчают передвижение их вверх. Как мы видели, в контактах гранитных и других магм составные части магмы переносятся иногда далеко за пределы магматического бассейна, пропитывая окружающие породы. Так как эти летучие вещества особенно чувствительны к изменениям давления, они передвигаются вместе с щелочными и глиноземистыми составными частями магмы в места с уменьшенным давлением и тем самым усиливают процесс дифференциации магмы.

Эта роль летучих компонентов магмы дает возможность объяснить некоторые особенности горных пород, связанные с процессами дифференциации и кристаллизации. Летучие вещества особенно сильно способствуют передвижению щелочных составных частей, а также молекул  $\text{NaFeSiO}_4$ , которые в ряде случаев играют такую видную роль в составе магмы.

Третий фактор, который играет крупную роль в деле дифференциации изверженных силикатных магм, — это ассимиляция, т. е. сплавление (растворение) тех пород, с которыми соприкасается магма. В результате ассимиляции изменяется самый состав магмы и, следовательно, нарушается то равновесие, которое было в магме. Происходит приток к данной области в одних случаях темных, в других — светлых составных частей.

Вопросы влияния ассимиляции и других факторов на дифференциацию магм до настоящего времени остаются не вполне разрешенными. В этом отношении вопрос образования путем дифференциации щелочных магм является особенно характерным.

Щелочные породы, как мы видели, наблюдаются в тех районах, где происходили по преимуществу процессы сбросового характера, которые, вне сомнения, влияли на условия равновесия внутри дифференцирующейся магмы (Африка, восточные штаты США, Мариупольский район и др.).

Дэли и вместе с ним некоторые другие петрографы объясняют образование щелочных магм ассимиляцией известняков, находящихся в контакте с нормальной магмой.  $\text{CaO}$ , освобождаясь от  $\text{CO}_2$  при диссоциации карбонатов, соединяется с глиноземом и кремнекислотой и дает опускающиеся кристаллы основных плагиоклазов; в результате магма обедняется окисью кальция, обогащается щелочами. Одновременно образуются железо-магнезиальные силикаты с  $\text{CaO}$ ; они, как более тяжелые, также оседают, в результате чего остающаяся магма делается

более щелочной и одновременно более бедной кремнекислотой. Образование авгитов за счет CaO карбонатов связывает почти в  $2\frac{1}{2}$  раза больше весовых количеств  $\text{SiO}_2$ ; при дальнейшей дифференциации в остающейся магме могут кристаллизоваться вместо полевых шпатов нефелин и другие заместители полевых шпатов. В то же время выделяющаяся углекислота содействует переносу щелочей в верхние части магматического бассейна.

Действительно, в ряде мест щелочные породы, главным образом нефелиновые сиениты, встречаются в контакте с известняками (остров Альне и др.).

Смит и другие петрографы выдвигают иное объяснение, именно влияние на процесс дифференциации летучих веществ, увлекающих с собой  $\text{NaAlSiO}_3$  и  $\text{NaFeSiO}_3$  и концентрирующих их в верхней части гранитных или иных магматических бассейнов. Это объяснение весьма вероятно, так как обычно в области нефелиновых пород мы находим огромное разнообразие минеральных ассоциаций, которые дают различные типы нефелиновых сиенитов, обладающих соответственно на небольшом протяжении таким же разнообразием структур — от мелкозернистых и плотных до крупнозернистых и пегматитовых, от равномернозернистых до порфириовидных, от массивных до ленточных и первично сланцеватых. Обычно они занимают площади изометричной формы (остров Альне и др.). Такое происхождение нефелиновых и вообще щелочных пород увязывается и с условиями тектонических процессов в районах распространения этих пород. Чрезвычайно характерным является присутствие в нефелиновых породах ряда минералов, содержащих остатки минерализаторов. Так, в Мариупольском массиве ряд минералов (флюорит, роговые обманки) содержат фтор (во фтортарамитах до 3%). Среди нефелиновых пород часто присутствуют крупные скопления апатитов и других минералов, которые содержат значительные количества фтора; например, лампрофиллиты содержат фтора до 1,89%, ловенит — 3,97%, ферсманит — 3,61%, астрофиллит — 3,47%.

Следует иметь в виду, что в процессе взаимодействия летучих веществ и силикатных магм может происходить также вытеснение углекислотой кремнекислоты. В таком случае в областях развития нефелиновых пород получают вторичные карбонаты, например в районе Ботогола, также в районе Кольского полуострова.

Куплетский также придает значение минерализаторам (главным образом  $\text{H}_2\text{O}$  и F) в деле образования нефелиново-сиенитовых пород. В то же время он намечает по крайней мере три линии генетических связей щелочной магмы:

- 1) связь нефелиновых сиенитов с гранитами и дифференциация магмы в условиях большого накопления минерализаторов;
- 2) образование щелочного остаточного расплава в процессе дифференциации ультраосновной магмы;

3) ассимиляция карбонатных пород известково-щелочной магмой с образованием мельтейгит-ийолитовой серии щелочных пород, богатых разнообразными кальциевыми минералами.

Большую роль в процессе дифференциации магмы играет, согласно Боуэну, также процесс фильтрапрессования, который заключается в следующем: если во время кристаллизации магмы она будет сдавлена, твердые кристаллы приходят в соприкосновение друг с другом и из кристаллической массы выжимается оставшаяся жидкой часть магматического раствора, более кислая, чем первичная магма, так как остаточный раствор всегда более кислый и богатый щелочами. Эту гипотезу Боуэн применяет к объяснению образования по крайней мере части гранитных магм и базальтовой магмы. В базальтах, диабазах и габбро нередко присутствует микропегматитовый базис, выполняющий оставшиеся после кристаллизации остальных минералов пустоты; микропегматиты образовались за счет остаточной кислой щелочной магмы.

Как пример можно привести следующие данные Фемистера (1937 г.) по химическому анализу продуктов кристаллизации габброидно-базальтовой магмы (табл. 48).

Таблица 48

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.
1	50,69	0,53	16,11	0,70	7,05	8,20	12,09	1,78	0,78	1,05
2	76,50	—	12,10	1,43	—	0,23	1,31	5,06	3,40	0,83
3	48,06	1,20	18,23	9,57	—	7,80	11,55	1,87	0,27	1,98

1 — кварцевый диабаз; Онтарио. 2 — микропегматитовый базис из кварцевого диабаза; Онтарио. 3 — габброидная основная масса кварцевого диабаза; Онтарио.

Первой закристаллизовалась масса, давшая габброидную породу; остаточная магма имела состав, типичный для гранитной магмы.

В настоящее время установлено значительно более широкое распространение щелочных пород, чем это предполагалось ранее. Установлено, что нормальные базальты, развитые огромными массами, например в районе Тихого океана, часто сопровождаются щелочными базальтами, содержащими в частности нефелин — типичную составную часть щелочных натровых пород тихоокеанского типа.

Образование нефелиновых базальтов, сопровождающих нормальные базальты, Боуэн объясняет тем, что в базальтовой магме происходит фракционная кристаллизация, которая всегда приводит к образованию остаточных жидкостей из трех основных компонентов — молекул нефелина (NaAlSiO<sub>4</sub>), калиофилита (KAlSiO<sub>4</sub>) и кремнекислоты (SiO<sub>2</sub>) вместе с летучими компонентами.

Дифференциация магмы, как показали также и экспериментальные исследования Боуэна и Шерера (1937 г.), всегда дает наиболее легкоплавкие компоненты. В образовании горных пород, богатых щелочами, в частности фонолитов, трахитов, риолитов, большую роль играют взаимоотношения двух фаз — кристалла и жидкости, т. е. фракционная кристаллизация.

На приведенных ранее диаграммах нанесены поля кристаллизации нефелина, лейцита и кремнекислоты (см. рис. 61) и отмечено поле, в которое попадают 40 восточно-африканских пород — фонолитов, трахитов и риолитов, изученные специально самим Боуэном (см. рис. 62). На диаграмме видно, что в то же поле, в котором располагаются породы, изученные Боуэном, попадают также анализы (без анортита): 15 тингуаитов, 25 фонолитов, 32 щелочных сиенитов, 19 щелочных трахитов, 12 пантеллеритов, 546 гранитов и 102 риолитов.

Можно сказать, что в настоящее время вопросы кристаллизационной дифференциации изучены в значительной степени полно, хотя и далеки еще от окончательного разрешения и поэтому вызывают возражения ряда петрографов, в частности особенно резкие и не вполне обоснованные Лодочникова.

Значительно более слабо обстоит дело с вопросами дифференциации чисто магматической, происходящей в жидкой фазе.

Существует несколько объяснений дифференциации в жидкой магме.

1. Принцип Соре, согласно которому диффузия в жидкой магме может происходить благодаря различию в температурах различных частей магматического бассейна.

2. Гравитационный эффект, обусловленный тем, что в различных частях магматического бассейна (внизу и вверху) давления могут быть в значительной степени различны, чем и вызывается процесс диффузии внутри магматической жидкости.

3. Газовый перенос, состоящий в том, что вместе с выделяющимися при остывании магмы летучими компонентами могут передвигаться также различные составные части магмы. Возможность такого переноса доказывается существованием флюидного, чрезвычайно подвижного переноса вещества из гранитной магмы в окружающие породы при остывании гранитного магматического бассейна, когда образуются прослойные инъекции. Но в отношении такого рода процесса нет достаточно ясного объяснения.

4. Ликвация магмы, т. е. получение при понижении температуры двух жидкостей, не смешивающихся друг с другом. Такого рода дифференциация в жидких силикатных магмах не доказана, но не исключается. Доказано, что сульфидные и железистоокисные, в частности, хромитовые рудные магмы могут ликвироваться из смеси с силикатной магмой, если температура той сперва однородной магмы понижается.

Важную роль играет удельный вес: более тяжелые элементы магмы собираются в больших глубинах, чем более легкие. Дифференциация магмы по удельному весу особенно ясно наблюдается на месторождении никелевых руд в Седбери (Канада): здесь сверху располагается гранит, содержащий 66,87%  $\text{SiO}_2$ ; с уменьшением содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и увеличением содержания  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  он постепенно переходит в гранодиориты, кварцевые диориты, микропегматитовый сиенит, в конце концов в норит с 54,61%  $\text{SiO}_2$ ; в основании без резкой границы располагаются наиболее тяжелые продукты дифференциации — никелевые руды.

**Ассимиляция.** Крупную роль в образовании новых магматических пород играет процесс ассимиляции магмой вмещающих пород.

Магма, растворяя те или другие горные породы, попавшие в нее в виде обломков, ксенолитов различных размеров, изменяет свой состав, вследствие чего получаются так называемые контаминированные или гибридные породы. Одновременно с растворением посторонних тел — осадочных, метаморфических и магматических (иногда, возможно, и в расплавленном или расплавленном состоянии) происходит также и диффузия молекул внутри магмы, что увеличивает изменения состава различных частей магматического бассейна и разнообразие образующихся из магмы горных пород.

Ассимиляция может быть как краевой, так и глубинной, в зависимости от того, в какой части магматического бассейна происходит растворение посторонних тел. Признаком ассимиляции глинистых осадочных пород является присутствие в магматических породах, например в гранитах, кордиерита, силлиманита, граната, ставролита. В случае ассимиляции известняков в магматических породах появляются диопсиды и другие кальциевые силикаты. Особенно часто сохраняются минералы, обладающие температурой плавления свыше  $1300^\circ$ .

Боуэн полагает, что не всякая магма может растворять все включения, попадающие в нее, и что ассимилируются только те минералы, которые стоят в его реакционной схеме ниже: эти минералы еще не успели выделиться из магмы, т. е. она ими не была еще пересыщена.

Ассимиляция способствует крупным размерам магматических бассейнов, высокая температура магмы, значительное содержание в магме летучих компонентов, движение самой магмы, иной химический состав тех пород, которые ассимилируются, сравнительно с составом магмы.

Как указывает Харкер, гибридные породы не способны далее к дифференциации, и они не сопровождаются рудными месторождениями. В этом смысле он считает их бесплодными. Обусловлено это значительной потерей тепла во время процессов смещения в силу как отдачи тепла окружающим породам, так и поглощения тепла при растворении магмой других пород.

Как пример можно привести смешение гранитной магмы с габбровой:

	SiO <sub>2</sub> (в %)	CaO (в %)
Гранит	70,34	1,24
Габбро	46,39	15,29
Гибридная смесь	64,72	2,93
Теоретическая смесь	64,71	4,54

Данная гибридная порода получается в результате смешения 76,5% гранита и 23,5% габбро и имеет состав кварцевых диоритов. Потеря некоторого количества CaO объясняется большей способностью к диффузии кремнекислоты и щелочных силикатов, чем кальциевых силикатов.

С различным удельным весом связано и самое распространение вещества в земном шаре (в его стратосфере), которое, согласно Зюссу, представляется в следующем виде:

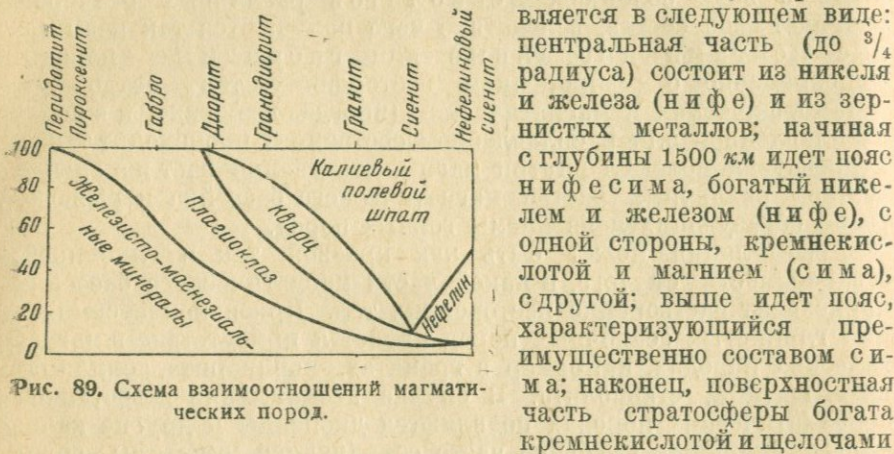


Рис. 89. Схема взаимоотношений магматических пород.

(сиал). Породы сиала и сими совпадают с магматическими щелочно-земельными (кислыми) и магнезиально-железистыми (основными) породами; породы сими и нифесимы представлены в метеоритах (сидериты и палласиты).

Все магматические породы связаны между собой постепенными переходами (рис. 89).

## ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

### ПОРОДЫ ГЛУБИННЫЕ

Структура равномернозернистая или порфировидная. Почти всегда присутствуют в качестве главных составных частей темные (магнезиально-железистые) минералы (оливины, пироксены, амфиболы, биотит).

А. Без полевых шпатов и их заместителей.

Аа. Как одна из главных составных частей оливин (перидотиты).

- |                                     |                      |
|-------------------------------------|----------------------|
| а) Только оливин с примесью хромита | Дунит                |
| б) Оливин и ромбический пироксен    | Саксонит, гарцбургит |
| в) Оливин и авгит                   | Низрит               |
| г) Оливин и диаллаг                 | Верлит               |

- д) Оливин, диаллаг и гранат  
 е) Оливин, ромбический и моноклинный пироксены  
 ж) Оливин и роговая обманка  
 з) Оливин и биотит
- Эвлизит (гранатовый верлит)  
 Терцолизит  
 Кортландит  
 Биотитовый перидотит
- Аб. Единственные или преобладающие составные части — пироксены и амфиболы (пироксениты и горнблендиты).
- а) С ромбическим пироксеном  
 б) С эвстатитом, почти без оливина  
 в) С ромбическим и моноклинным пироксенами  
 г) С диаллагом  
 д) С роговой обманкой
- Гиперстенит  
 Сагваудит  
 Вебстерит  
 Диаллагит  
 Горнблендит
- Б. С полевыми шпатами без их заместителей (нефелина, минералов группы содалита, лейцита и др.).
- Ба. Калиевый полевой шпат (ортоклаз или микроклин) отсутствует.
- Из полевых шпатов присутствует только плагиоклаз.
1. Плагиоклаз основной.
- 1а. Кварца мало или он отсутствует.
- а) С гиперстеном и оливином  
 б) С гиперстеном  
 в) С диаллагом (авгитом) и оливином  
 г) С диаллагом (авгитом)  
 д) С роговой обманкой  
 е) С биотитом  
 ж) С оливином, без пироксенов  
 з) Без темных минералов
- Оливиновый норит  
 Норит  
 Оливиновое габбро  
 Габбро  
 Роговообманковое габбро  
 Биотитовое габбро  
 Форелленштейн (троктолит)  
 Лабрадорит
- 1б. Кварца много.
- а) С ромбическим пироксеном  
 б) С диаллагом (авгитом)  
 в) С роговой обманкой
- Кварцевый норит  
 Кварцевое габбро  
 Кварцево-роговообманковое габбро
2. Плагиоклаз средний или кислый.
- а) Кварц отсутствует или его мало  
 Разновидности: роговообманковый, биотитовый, пироксеновый, гиперстеновый, авгитовый и др.
- б) Кварца много  
 Разновидности: как у диорита.
- в) Плагиоклаз кислый
- Диорит  
 Кварцевый диорит  
 Плагиогранит
- Бб. Калиевый полевой шпат (ортоклаз или микроклин) присутствует.
1. Кварца много.
- 1а. Присутствует плагиоклаз (кислый).
- а) Ортоклаз (микроклин) значительно преобладает над плагиоклазом  
 Разновидности: биотитовый, мусковитовый, двуслюдяной, роговообманковый, авгитовый, гиперстеновый, диаллаговый, хлоритовый, турмалиновый и др.
- б) Ортоклаз (микроклин) немного преобладает над плагиоклазом  
 в) Ортоклаз (микроклин) в равных количествах с плагиоклазом  
 г) Плагиоклаз преобладает над ортоклазом (микроклином)
- Гранит  
 Адамеллит  
 Гранодиорит  
 Тоналит, банатит
- 1б. Плагиоклаз отсутствует, присутствуют только щелочные полевые шпаты (альбит, ортоклаз, микроклин, анортоклаз)
- Щелочной гранит
- Разновидности: биотитовый, эгирниновый, рибекитовый и др.
2. Кварц отсутствует или его мало.
- 2а. Присутствует кислый плагиоклаз.
- а) Ортоклаз (микроклин) преобладает над плагиоклазом
- Сенит

Разновидности: роговообманковый, авгитовый, биотитовый и др.

б) Ортоклаз (микроклин) и средний до основного плагиоклаз в равных количествах

Монцонит

2б. Присутствует основной плагиоклаз.

Плагиоклаз преобладает над ортоклазом (микроклином):

а) с ромбическим пироксеном

б) с моноклинным пироксеном

в) с роговой обманкой

2в. Плагиоклаз отсутствует. Присутствуют щелочные полевые шпаты (альбит, ортоклаз, микроклин, анортоклаз)

а) с пироксеном

б) с амфиболом

в) с несколькими темными минералами

Кроме того, разновидности: эгириновый, рибекитовый и др.

2г. Темные минералы отсутствуют

Ортоклазовый норит  
Ортоклазовое габбро  
Сиенито-диорит

Щелочные сиениты  
Лаурвигит  
Умтеевит  
Нордмаркит, пуласит

Фельдшпатоиды, альбититы, ортоклазиты, микроклинпертиты

В. С полевыми шпатами и их заместителями.

Ортоклаз (микроклин) и заместители полевых шпатов, темных минералов

мало.

а) с нефелином

аа) с биотитом

аб) с роговой обманкой или пироксеном

аг) с канкринитом

б) с лейцитом

в) Ортоклаз, нефелин (мало), авгит (в количестве, приблизительно равном ортоклазу)

г) Плагиоклаз, ортоклаз (микроклин), нефелин, темный минерал

д) Альбит, нефелин, эгирин

Т. Полевые шпаты отсутствуют, присутствуют их заместители.

а) Нефелин и пироксен (эгирин и эгириновый) почти в равных количествах — породы мезотипные

б) Нефелина много, эгирина мало, апатит — породы лейкократовые

в) Нефелина мало, пироксена много — порода меланократовая (бекинквинит)

г) Лейцит, пироксен (авгит)

д) Нефелин, эгирин, апатит:

да) апатита мало

дб) апатита много

Нефелиновый сиенит  
Миаскит

Фойаит  
Канкринитовый сиенит  
Лейцитовые сиениты

Шонквинит

Эссексит  
Мариуолит, дитроит

Ийолит

Уртит

Якупирангит  
Миссурит

Неапит  
Апанеит

## ПОРОДЫ ИЗЛИВШИЕСЯ

Структура большей частью порфировая, основная масса мелко- и тонкозернистая до плотной и стекловатой. В основных породах структура иногда равномернозернистая. Среди вкрапленников те же минералы, которые присутствуют и в глубинных породах.

А. Без полевых шпатов и их заместителей.

а) Оливин, авгит и стекло

б) Август, стекло

Лимбургит  
Авгитит

Б. С полевыми шпатами без их заместителей (нефелина, минералов группы содалита, лейцита и др.).

Ба. Калиевый полевой шпат отсутствует, присутствует плагиоклаз.

1. Плагиоклаз основной, с авгитом, часто с оливином — породы меланократовые.

а) Породы мало изменены **Базальт**

б) Породы сильно изменены (с хлоритом) **Диабаз**

2. Плагиоклаз средний — породы мезотипные.

а) Кварц отсутствует или его мало **Андезит, порфирит**  
Разновидности: роговообманковые, биотитовые, гиперстеновые и другие андезиты и порфириты.

б) Кварца много **Дацит, кварцевый порфирит**  
Разновидности: роговообманковые, биотитовые, энстатитовые и другие дациты и кварцевые порфириты.

Бб. С калиевым полевым шпатом (санидином, ортоклазом, микроклином) и плагиоклазом.

1. Кварца много.

1а. Плагиоклаз присутствует.

а) Породы неизменные с санидином **Липарит (риолит)**

б) Породы измененные с ортоклазом **Кварцевый порфирит**

1б. Плагиоклаз отсутствует; присутствуют щелочные полевые шпаты (альбит, санидин, ортоклаз, микроклин, анортоклаз).

а) Породы неизменные с санидином **Комендит**

б) Породы неизменные с анортоклазом **Паятеллерит**

в) Породы измененные с ортоклазом (микроклином) **Кварцевый кератофир**

2. Кварца мало или он отсутствует.

2а. Плагиоклаз присутствует.

а) Породы неизменные с санидином **Трахит**

б) Породы измененные с ортоклазом (микроклином) **Ортофир**

2б. Плагиоклаз отсутствует; присутствуют щелочные полевые шпаты (альбит, санидин, ортоклаз, микроклин, анортоклаз).

а) Породы неизменные с санидином **Щелочные трахиты**

б) Породы измененные с ортоклазом (микроклином) **Кератофир**

В. С полевыми шпатами и их заместителями

1. С нефелином.

а) С санидином **Фонолит**

б) С ортоклазом (микроклином) **Нефелиновый порфир**

в) С плагиоклазом:

ва) с оливином **Нефелиновый базанит**

вб) без оливина **Нефелиновый тефрит**

2. С лейцитом.

а) С оливином **Лейцитовый базанит**

б) С анальцитом **Анальцитовый базанит**

в) С мелилитом **Мелилитовый базанит**

г) Без оливина **Лейцитовый тефрит**

Г. Без полевых шпатов, с их заместителями, большей частью с авгитом или эгиринном.

1. С нефелином.

а) С оливином **Нефелиновый базальт**

б) Без оливина **Нефеллит**

в) С мелилитом и оливином **Мелилитовый базальт**

2. С лейцитом.

а) С оливином **Лейцитовый базальт**

б) Без оливина **Лейцитит**

До последнего времени петрографы уделяли много внимания исследованию магматических пород, с точки зрения как чисто описательной, так и физико-химической, а также исследованию кристаллических сланцев. В изучении этих пород петрографы достигли громадных успехов, создав учение, с одной стороны, о магматических породах, с другой — о кристаллических сланцах или породах метаморфических. Совершенно иначе обстояло дело в отношении осадочных пород. Ими занимались почти исключительно геологи, которые мало внимания обращали на микроскопическое строение осадочных пород и на те физико-химические процессы, которые дали им начало. Результат получился тот, что осадочные породы до настоящего времени далеко не достаточно изучены и наука о них в сущности еще не создана. При более подробном исследовании этих пород удалось установить ряд закономерностей, которым подчиняется их образование, совершенно так, как это сделано в отношении пород магматических и метаморфических.

Осадочные породы образуются различными путями по большей части из пород кристаллических — магматических или метаморфических, частью из осадочных.

Образовавшиеся при иных физико-химических условиях, чем те, которые существуют на поверхности земли, кристаллические породы под влиянием новых условий в значительной степени изменяются. Прежде всего происходит преобразование минералов, входящих в их состав, неустойчивых в новых поверхностных условиях. Это преобразование начинается уже в зоне цементации, где при особенно большом давлении в присутствии воды видную роль играет гидратация ряда минералов кристаллических пород и одновременно происходит реакция замещения кремнекислоты силикатных соединений более устойчивыми при низкой температуре и низком давлении углекислыми соединениями.

Прежде всего происходят процессы выветривания, которые в основном носят чисто химический характер, но ближе к поверхности земли к ним присоединяются и физические факторы. К числу физических факторов выветривания могут быть отнесены: суточные изменения температуры, особенно инсоля-

ция, морской прибой, текучие воды, действие ветра, ледника, превращение воды, присутствующей в горных породах, в лед с увеличением объема на  $\frac{1}{11}$ .

Продуктами выветривания являются: 1) остаточные почвы — сухие или влажные соответственно сухому или влажному климату; 2) механические или кластические осадки — перенесенные остатки и не вполне разрушенные обломки горных пород; 3) химические или органогенные осадки — перешедшие в раствор.

Соответственно этому можно выделить следующие три типа осадочных пород:

1. Механические осадки, остающиеся на месте или перенесенные и переотложенные теми или иными агентами (вода, ветер, лед) на новые места. Их называют также обломочными или кластическими.

2. Химические осадки, образовавшиеся из продуктов растворения выветрившихся пород и осажденные чисто химическим путем.

3. Органогенные осадки, образовавшиеся благодаря жизнедеятельности организмов, либо растительных (фитогенные породы), либо животных (зоогенные породы).

В состав осадочных пород входят те же элементы, которые присутствуют в породах магматических; однако в ходе образования осадочных пород эти элементы соединяются уже по совершенно иным закономерностям в совершенно иные минералы.

Образование гелей во время процессов выветривания и присутствие их в осадочных породах, как одно из распространенных состояний твердого тела, имеет то огромное значение, что гели, представляя собой коллоидальные вещества, несравненно более подвижны, чем тела кристаллические. Они отличаются также значительным содержанием воды.

Во время процессов выветривания происходит замена кристаллов новыми веществами коллоидного характера (гели). При выветривании выщелачиваются наиболее легко растворимые составные части, именно щелочи, окиси щелочных земель, железа и некоторые другие соединения; на месте остаются наиболее трудно растворимые соединения, к которым относятся прежде всего кремнекислота и окись алюминия. Это и предопределяет состав осадочных пород. Очевидно, обломочные породы, которые получаются путем переноса остатков выветривания, должны состоять главным образом из кремнекислоты и глинозема. Действительно, эти породы большей частью состоят из кварца и глинистых элементов. Наоборот, химические и органогенные осадки должны состоять главным образом из окислов щелочных земель, железа.

Организмы выделяют по преимуществу окислы кальция и магния, в некоторых случаях также кремния, железа, марганца, фосфора, ванадия и др. Так как при жизни они одновременно выделяют углекислоту, то основная масса органогенных отло-

жений состоит из углекислых кальция и частично магния; иногда они состоят из окислов железа, марганца, кремнекислоты, всегда присутствующих в небольшом количестве в воде (морской, пресной и др.) и усвояемых организмами в некоторых случаях из фосфорнокислой извести. Химические осадки образуются из соединений, не выделяемых организмами, как, например, из солей натрия, калия, сернокислого кальция (гипса и ангидрита) и др.

В химическом отношении осадочные породы отличаются от магматических тем, что в них отсутствуют те закономерные отношения между входящими в них окислами, которые так характерны для пород магматических.

Осадочные породы представляют совершенно иные химические типы, чем породы магматические.

Отлагаясь в течение более или менее значительных промежутков времени на поверхности земли, притом с перерывами, связанными с изменениями в ходе атмосферных процессов, климатических условий, конфигурации земной поверхности, положения береговой линии и т. д., осадочные породы покрывают более или менее значительные пространства слоями, чередующимися друг с другом. Эта слоистость является характерной особенностью осадочных пород. Иногда, например в некоторых химических осадках, слоистость отсутствует, что обусловлено равномерностью осаждения кристаллического осадка из маточного раствора. Отсутствует слоистость также и в тех случаях, когда видную роль играли лед, вещество мало подвижное (например, при образовании валунных или ледниковых отложений), или жизнедеятельность организмов (например, коралловые рифы).

Территории развития осадочных пород могут быть затронуты процессами горообразования, и тогда первоначальное их положение сильно изменяется в связи с образованием складок, сбросов, надвигов и т. д. Одновременно сами осадочные породы, подвергаясь действию этих сил, претерпевают изменения в структуре, становятся более плотными, в некоторых случаях перекристаллизуются. Наоборот, осадочные породы, не подвергшиеся действию горообразующих сил, остаются неизменными в течение длительных периодов жизни земли. Так, кембрийские глины в окрестностях Ленинграда почти не претерпели изменений до настоящего времени; в кузерских горючих сланцах силурийского возраста сохранились ясные остатки синезеленых водорослей, из которых они образовались.

Во всяком случае каждая осадочная порода как на суше, так и в особенности на дне водного бассейна после своего отложения начинает подвергаться более или менее интенсивным изменениям благодаря проникающим в нее и циркулирующим в ней водным растворам. Процессы такого рода, не изменяющие породу до неузнаваемости, носят название диагенеза. Они сопровождаются в одних случаях гидратацией, в других дегидратацией гелей, образующихся при выветривании различных минералов.

Таким образом, с самого момента отложения породы начинается передвижение в ней различных растворимых составных частей, сперва распределенных в ней более или менее равномерно. Растворы действуют на некоторые сохранившиеся минералы, например полевые шпаты, роговые обманки и т. д., также на остатки организмов, например кремневые губки, раковины моллюсков, плеченогих и т. д. В результате эти составные части, растворяясь, выносятся из одного места, затем выпадают, концентрируясь, в других местах.

В осадочных породах образуются таким образом конкреции различного состава и разной величины. В породах, в которых первоначально более или менее равномерно была рассеяна углекислая известь, образуются конкреции (стяжения) из последней, например в лёссе (белоглазка), в мергелистых глинах, в некоторых валунных глинах. Из рассеянной в осадочной породе кремнекислоты (аморфной), входящей в состав, например, скелета кремневых губок, образуются с течением времени кремневые стяжения в огромном количестве, достигая при этом значительных размеров, иногда в присутствии больших количеств остатков губок. Из рассеянных в породе соединений фосфорной кислоты образуются стяжения фосфорита, в других случаях барита, целестина, гипса, углекислого железа, часто так называемого глинистого сферосидерита и др.

В процессе перераспределения вещества, сравнительно легко растворимое, постепенно отлагается в промежутках между нерастворимыми элементами породы, например между песчинками кварца, и тогда эти песчинки или вообще рыхлый материал постепенно скрепляются отлагающимся цементом. Происходит процесс цементации горных пород, который доходит иногда до своего естественного конца, когда заполняются цементом все промежутки между отдельными зёрнами горной породы.

Осадочные породы тесно связаны друг с другом постепенными переходами. Так, химические осадки содержат иногда в значительном количестве механические примеси, тот же материал иногда примешан в большем или меньшем количестве к органическим породам. Кроме того, среди осадочных пород определенного типа могут присутствовать отдельные, иногда более или менее многочисленные прослой иного типа. Так, среди слоев каменной соли могут присутствовать прослой глин; прослой глин или иных пород часто встречаются между слоями каменного угля, бурого угля и т. д.

## ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В осадочных породах присутствует несколько модификаций кремнекислоты. Наиболее распространен в осадочных породах, главным образом песчаных, кварц.

Кварц встречается либо в виде кластических зерен, обычно в большей или меньшей степени округлых, либо в виде новообразований — в таком случае иногда с заметными призматическими и ромбоэдрическими гранями (вторичный кварц). Иногда образует также оболочки вокруг кластических зерен.

Другая разновидность кремнекислоты — волокнистый халцедон (табл. XIV, рис. 5) — нередко образует радиально-лучистые сферолиты или отдельные секторы их. Реже встречается кварцин. Эти минералы часто образуют оболочки вокруг кластических зерен, заполняют промежутки между ними, входят в состав спикулей губок и т. д., иногда пропитывают породу целиком (табл. XIV, рис. 6).

Опал — первичное образование в твердых частях спикулей губок, радиолярий, диатомовых и др. Тесно связан с халцедоном, в который переходит; содержит от 3 до 12%  $H_2O$ . В большом количестве присутствует в гезах, в цементе опаловых песчаников, образует иногда шарики.

Полевые шпаты встречаются обычно в виде таких же зерен, как кварц, сильно разрушенных и с трудом распознаваемых. Эти зерна принадлежат ортоклазу, микроклину, плагиоклазам. Из плагиоклазов чаще встречаются кислые и средние разновидности до лабрадора. Полевые шпаты получаются при разрушении различных изверженных пород, гнейсов, амфиболитов и других сланцев. В некоторых случаях встречается новообразование ортоклаза в осадочных породах.

Из слюд мусковит и серицит, с трудом поддающиеся выветриванию, присутствуют в осадочных породах довольно часто и в значительном количестве в виде тонких пластиночек. Редко встречается легко выветривающийся биотит, переходящий в хлорит. Некоторые породы переполнены хлоритовыми листочками и чешуйками, придающими им зеленую окраску. Хлорит нередко образует радиально-лучистые скопления. Слюды получаются из разрушенных кислых и средних магматических пород, также из гнейсов и сланцев, хлорит — из хлоритовых сланцев и пород, из филлитов и других метаморфических пород.

Роговые обманки, главным образом зеленые, встречаются редко, обычно в виде удлинённых зерен, иногда таблитчатых по спайности. Источником их являются роговообманковые метаморфические породы (амфиболиты и другие), также роговообманковые граниты, диориты, частью габбро.

Авгиты и диопсиды встречаются реже роговых обманок, в виде короткопризматических зерен или осколков по спайности. Источником авгита являются главным образом средние и основные магматические породы.

Глауконит является одним из наиболее характерных минералов осадочных пород; присутствует исключительно в осадочных породах, иногда в значительных количествах. Образует округлые зерна черного цвета, часто с характерной почковид-

ной поверхностью, в шлифе зеленые. Заполняет пустоты в раковинах фораминифер, внутренние каналы спикулей губок. Обычно его зерна состоят из огромного количества мельчайших чешуек зеленого цвета. При выветривании глауконит переходит в окислы железа. Характерно для него значительное содержание  $K_2O$  (до 8%). Присутствует в песчанистых, мергелистых, известняковых породах, реже глинистых; присутствие его в значительном количестве обогащает породу калием.

С глауконитом сходен ряд других железистых минералов, так называемых лептохлоритов (шамозит и др.).

Кайе (1916 г.) дает следующую таблицу для того, чтобы легче отличать глауконит от лептохлоритов:

<i>Лептохлориты</i>	<i>Глауконит</i>
Минералы большей частью чешуйчатые	Минерал зернистый
Чешуйки взаимно пересекаются, образуя как бы войлок	Структура криптокристаллическая
Структура обычно оолитовая	Оолиты не встречаются
Замещение кремнистых организмов не наблюдается	Кремнистые организмы часто замещаются
Никогда не встречаются в раковинах фораминифер	Очень часто выполняет их
Часто замещают членики морских лилий	В таком виде встречается чрезвычайно редко
Дают в качестве вторичных продуктов особенно часто красный гематит, лимонит и пирит	Известен лишь один вторичный продукт — лимонит
Очень легко растворимы при высокой температуре	Мало поддается действию соляной кислоты при нагревании

Лептохлориты встречаются в ряде оолитовых железорудных месторождений.

Каолинит и родственные ему минералы (галлуазит, монотермит, аллофан и др.) присутствуют в тонкозернистых породах обычно в виде очень мелких чешуек или плотных масс. Среди минералов группы каолинита выделяют кристаллические: каолинит с разновидностями — дикитом и накритом, галлуазит, который отличается от каолинита главным образом несколько большим содержанием воды, монтмориллонит, а также аморфные и криптокристаллические минералы: аллофан (содержащий до 40% воды) и др. Эти минералы, входящие в состав главным образом глинистых пород, трудно различимы при помощи микроскопа; отличаются в ряде случаев термическими свойствами — выделением воды при разных температурах. Для всех минералов данной группы характерна способность абсорбировать различные вещества, в частности окислы железа,  $K_2O$  и др.

Карбонаты представлены главным образом кальцитом и доломитом, арагонитом, сидеритом, анкеритом.

Кальцит встречается частью в виде неправильных зерен, образующих основную массу известняков, частью в виде очень тонких зернышек, почти не различимых даже при сильных

увеличениях. Реже обладает ромбоэдрическими очертаниями. Входит в состав остатков большого числа организмов (моллюсков, брахиопод, кораллов, фораминифер и др.). В виде более или менее крупных зерен входит в состав известковых песчаников. В мелу присутствуют преимущественно очень мелкие шарики — кокколиты (диаметром иногда 1 микрон и менее). Более крупные зерна характеризуются полисинтетическим двойниковым сложением.

Арагонит встречается редко, образуя волокнистые агрегаты.

Доломит, с содержанием 45,79%  $MgCO_3$  и 54,21%  $CaCO_3$ , встречается в виде неправильных зерен, часто имеющих ромбоэдрические очертания, особенно ясные там, где он соприкасается с кальцитом. Полисинтетические двойники очень редки.

Анкерит обычно содержит до 15%  $FeO$  и отличается от остальных карбонатов тем, что выделяет при разрушении небольшие количества бурого железняка.

Сидерит образует обычно самостоятельные скопления. Для него характерно часто наблюдаемое выделение при выветривании окислов железа.

Фосфаты представлены фосфоритом, плотным или тонкозернистым (апатитом). Он входит в состав остатков организмов, частью же образует стяжения в песчаных или мергелистоглинистых отложениях, иногда целые плиты. Образует оболочки вокруг зерен кварца и других минералов, цементируя их (фосфоритовые песчаники).

Хлористые и сернокислые соединения широко представлены крайне разнообразными типами, устойчивыми по большей части при определенном соотношении тех или иных из них в растворе. К ним принадлежат легко растворимые минералы — каменная соль, гипс, ангидрит и главные минералы, играющие основную роль в определенных типах горных пород калийных месторождений — сильвин ( $KCl$ ), карналлит ( $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ), кизерит ( $MgSO_4 \cdot H_2O$ ), полигалит ( $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ), каинит ( $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$ ) и др. Имеются месторождения таких минералов, как селитра калийная или натровая. Свообразен минералогический состав боратовых отложений Индерского озера, где присутствует ряд боратовых минералов, как ашарит ( $2MgO \cdot B_2O_3 \cdot H_2O$ ), иньбит ( $2CaO \cdot 3B_2O_3 \cdot 13H_2O$ ) и ряд других минералов, бесцветных, частично сходных с кальцитом, иногда в виде радиально-лучистых агрегатов.

Минералы, входящие как существенная часть в состав осадочных пород, играют в ряде случаев большую роль в процессах дальнейшего изменения этих пород, вплоть до метаморфизма.

Среди этих минералов различают три группы. Минералы первой группы характеризуются тем, что легко растворяются и в процессах метаморфизма, как таковых, участия не принимают. Сюда относятся галоидные и сернокислые соединения,

бораты, азотнокислые и иные легко растворимые минералы. Вторую группу составляют трудно растворимые минералы (кварц, каолинит и др.), а также углекислые минералы. Эти минералы играют большую роль в процессах преобразования горных пород. По их остаткам или продуктам их изменений в ряде случаев определяется первичный состав горных пород. Минералы третьей группы встречаются в малом, иногда ничтожно малом количестве. Сюда относятся акцессорные минералы осадочных пород.

Существенное значение этих минералов заключается в том, что по ним часто можно судить о материнских породах, из которых образовались данные осадочные породы; они оказывают существенную помощь также при корреляции, т. е. установлении одинакового возраста различных слоев и свит (ставролит, кианит и др.). Акцессорные минералы по большей части имеют большой удельный вес. Некоторые из них играют роль рудных минералов, имеющих важное практическое значение (касситерит, монацит и др.). Внешний вид этих минералов в осадочных породах более или менее отличается от внешнего вида их в магматических и метаморфических породах. Однако необходимо иметь некоторый навык для того, чтобы узнавать их в осадочных породах; часть из них носит корреляционный характер.

Одни из этих минералов, обладая значительной твердостью, сохраняют при переносе форму кристаллов — циркон, анатаз, турмалин и др.; другие более или менее сильно окатаны — гранат, кианит, ставролит и др. (табл. XV и XVI).

Апатит (уд. вес 3,446) встречается очень редко, обычно в виде зерен и иногда довольно хорошо сохранившихся кристаллов. Зерна его либо сильно окатаны, либо вследствие легкой растворимости корродированы. Чаще в виде фосфорита образует цемент песчаников и других пород. Фосфорит обычно буроватый, агрегатно слабо поляризуемый, становится радиально-лучистым в том случае, когда образует оболочки вокруг кластических зерен.

Турмалин (уд. вес 3,089—3,212, хромтурмалин — 3,3) часто встречается в виде прекрасно сохранившихся призматических кристаллов, иногда более или менее окатанных, с дигригональными поперечными разрезами. Окраска обычно крайне разнообразная — коричневая, буроватая, синеватая, иногда неоднородная на различных концах кристалла. Особенно характерны плеохроизм, отрицательный характер удлинения и одноосность.

В среднем  $N_g = 1,643$ ,  $N_p = 1,623$ .

Циркон (уд. вес 4,583—4,658) обычно встречается в виде короткопризматических кристалликов с хорошо образованными гранями бипирамиды, иногда в виде округлых зерен. Характерны почти полная бесцветность, оптически положительный характер, одноосность и большая сила двойного лучепреломления. Показатели преломления:  $N_g = 1,968$ ,  $N_p = 1,924$ .

Касситерит (уд. вес 6,8—7,1) встречается в виде призматических или бипирамидальных кристалликов, часто более или менее округлых, иногда с потерей кристаллических очертаний; попадаются коленчатые двойники. Зерна его непрозрачны, с алмазным блеском, большей частью бурые или красные, иногда серые. В шлифе заметны окраска и одновременно плеохроизм с колебаниями в широких размерах:  $N_g$  — буро-желтый разной степени интенсивности,  $N_p$  — золотисто-желтый до серого, иногда розоватый или красноватый. Нередко зональный. Показатели преломления очень высокие:  $N_g = 2,093$ ,  $N_p = 1,997$ ;  $N_g - N_p = 0,096$ .

Источником являются по большей части граниты и кварцевые и кварцево-полевошпатовые, иногда также сульфидно-касситеритовые жилы в них. Его легко принять за рутил, гиперстен, титанит и другие темнобуроватые минералы. Характерная реакция для его распознавания: в сосуд из металлического цинка помещают зерно касситерита и наливают разбавленную HCl. При выделении водорода на касситерите образуется налет алюминиево-серого цвета, заметный под микроскопом, указывающий на присутствие олова.

Монацит (уд. вес 5,1—5,27) обычно встречается в виде хорошо окатанных бледножелтых зерен с темными краями, иногда яйцеобразных, также в виде кристалликов и пластинок по спайности. Двуосный, оптически положительный. Большие показатели преломления:  $N_g = 1,841$ ,  $N_p = 1,796$ . Получается из гранитов.

Рутил (уд. вес 4,24) встречается в виде красных, красно-бурых, желтых удлинённых призматических кристалликов; часты коленчатые или имеющие форму как бы сердца двойники. Отличается исключительно высокими показателями преломления:  $N_g = 2,903$ ,  $N_p = 2,616$ .

Анатаз (уд. вес 3,84) встречается крайне редко в виде игольчатых бипирамидок, чаще пластинок или агрегатов неправильных зерен, бесцветных, желтоватых, зеленоватых, черноватых, с показателями преломления  $N_g = 2,535$ ,  $N_p = 2,494$ , с незаметным плеохроизмом. Обычный источник его — гнейсы, слюдяные сланцы, граниты и другие породы.

Корунд (уд. вес 4,0) — бесцветный, синий разных оттенков плеохроичный минерал; окраска часто неравномерная. Сохраняет форму кристаллов, часто пластинчатых. Показатели преломления большие:  $N_g = 1,767$ ,  $N_p = 1,759$ . Оптически одноосный, отрицательный. Источником его являются крайне разнообразные породы: как кислые — граниты, так и основные и ультраосновные, а также кыштымиты и другие продукты преобразования ультраосновных пород в контакте их с гранитами, кристаллические сланцы и др.

Кианит (дистен) — триклинный минерал (уд. вес 3,6). Чаще всего встречается в виде призматических, пластинчатых с округлыми углами, со следами спайности по двум направле-

ниями, иногда округлых зерен, бесцветных, синеватых и синих, слабо плеохроичных. Большие показатели преломления:  $N_g = 1,729$ ,  $N_p = 1,717$ ;  $N_g - N_p = 0,012$ . Получается при разрушении метаморфических пород, главным образом слюдяных сланцев, некоторых парагнейсов.

Дюмортьерит —  $8Al_2O_3 \cdot V_2O_5 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$  (уд. вес 3,3) — с призматическими кристаллами, иногда с двойниками по (110), с ясно заметной спайностью. Сходен с турмалином, но отличается от последнего большими показателями преломления:  $N_g = 1,689$ ,  $N_p = 1,678$ . Плеохроизм от темносинего до бесцветного через желто-фиолетовый. Оптически двусосный, отрицательный, с небольшим углом  $2V$ . Образуется из гранитовых пегматитов, гнейсов, метаморфических пород.

Ставролит (уд. вес 3,7) редко образует хорошо ограниченные кристаллы, обычно удлиненные более или менее округлые зерна. Наиболее характерны большие показатели преломления ( $N_g = 1,746$ ,  $N_p = 1,736$ ), желтая окраска, резко выраженный плеохроизм и прямое угасание; оптически положительный. Получается из кристаллических сланцев и гнейсов с гранатом, кианитом, силлиманитом. Та же ассоциация минералов характерна и в осадочных породах.

Андалузит (уд. вес 3,15) — бесцветный, иногда розоватый и тогда плеохроичный минерал. Образуется зерна, часто удлиненные, крайне разнообразных очертаний, иногда угловато-округлые, нередко с включениями графита. Оптически отрицательный, двусосный. Получается преимущественно из глинистых и слюдяных сланцев.

Силлиманит (уд. вес 3,23) обычно встречается в виде удлиненных тонкопризматических кристалликов и игольчатых образований, иногда трещиноватыми зернами. Бесцветный. От топаза и андалузита отличается формой и более высоким двупреломлением, от андалузита — положительным удлинением, от дистена — прямым угасанием. Образуется в породах метаморфических, главным образом в силлиманитовых, кордиеритовых, гранатовых гнейсах.

Гранаты (уд. вес 3,713 — 4,250) образуют неправильные, изометричные трещиноватые зерна с резко выраженной шагреновой поверхностью, бесцветные или розоватые, зеленоватые, изотропные; пластинчатые формы зерен отсутствуют. Первоисточником их являются некоторые граниты, гнейсы, слюдяные сланцы, скарны и другие породы.

Органогенные остатки крайне разнообразны и присутствуют в крайне различных относительных количествах, то полностью образуя породу, то будучи рассеяны в породе, часто в виде обломков. Нередко раковины моллюсков, брахиопод и других организмов перетерты. Скелетные части образованы различными веществами: часто карбонатами, главным образом кальцитом, иногда доломитом или арагонитом, также фосфорнокислым кальцием; нередко кремнекислотой, либо халцедоновой.

В преобразовании горных пород остатки организмов играют крупную роль. В результате перерастворения их и переноса получаемых веществ — карбонатов, фосфорнокислых соединений, кремнекислоты и других в новые места, где они концентрируются, образуются конкреции или цементируются породы.

В процессе метаморфизации осадочных пород остатки организмов исчезают в огромном большинстве случаев без всякого следа.

**Карбонатные остатки.** К ним относится большое количество крайне разнообразных остатков как растений (известковые водоросли), так и микроорганизмов (фораминифер) и макроорганизмов (кораллов, иглокожих, ракообразных, мшанок, известковых брахиопод, моллюсков).

**Кремнистые остатки.** К числу организмов, обладающих кремнистым скелетом, относятся: 1) диатомовые микроорганизмы морского и озерного происхождения, входящие в состав главным образом трепелов; 2) радиолярии — микроорганизмы с чрезвычайно тонкой структурой скелета, обычно находящиеся в более глубоководных осадках и в небольшом количестве.

Спикули губок (табл. XIV, рис. 6) присутствуют иногда в большом количестве, образуя или палочкообразные формы — белые иголки, видимые простым глазом, иногда расходящиеся от общего центра либо по четырем, либо по шести направлениям, или иногда и неправильные формы. Спикули часто с каналом внутри, выполненным глауконитом; сами они иногда превращаются в тонковолокнистый халцедон.

**Фосфатные остатки** получают часто из содержащих фосфорную кислоту раковин брахиопод, из скелета позвоночных и др.

Окраска осадочных пород отличается значительным разнообразием. Основное значение в этом отношении имеют минералогический состав осадочных пород и изменения последнего либо в процессе образования осадков, либо в последующие периоды.

Большая часть минералов, входящих в состав этих пород, бесцветна. Таковы кварц, глинистые минералы, карбонаты. Главными минералами, обуславливающими ту или иную окраску пород, являются прежде всего те, которые содержат окислы железа, получающиеся при окислении в частности сульфидов, дающие либо красную различных оттенков, либо бурую окраску.

Минералы, содержащие железо, как глауконит, ряд железорудных хлоритов, придают породам зеленую окраску различной интенсивности, черную, бурую; иногда красная окраска обусловлена соединениями марганца.

## ОПИСАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы обладают крайне разнообразным минералогическим и химическим составом. Способы образования их также весьма различны.

Изучение осадочных, как и других горных пород, в значительной степени облегчается, если в основу его положена рационально составленная классификация. В последнее время на русском языке появилось несколько классификаций осадочных пород в учебниках: „Петрография осадочных пород“ Швецова, „Петрография“ (том II) Лучицкого и в руководстве „Петрография осадочных пород“ (два тома) Пустовалова. Имеется также классификация осадочных пород Батурина научно-исследовательского характера, предназначенная в основном для научных работников в области нефтяной геологии.

Классификация осадочных пород в данном учебнике построена на основе минералого-генетических принципов и более или менее значительно отличается от указанных классификаций. Сравнительно с прежним, в описание осадочных пород введены некоторые изменения номенклатуры, причем некоторые названия осадочных пород взяты у Пустовалова.

Наша классификация следующая:

I. Механические осадки (кластические или обломочные осадочные породы).

Iа. Рыхлые породы.

Iб. Цементированные породы.

II. Химические осадки.

IIа. Карбонатные.

IIб. Кремнистые.

IIв. Фосфатные.

IIг. Глиноземистые.

IIд. Сернокислые и галоидные.

III. Органогенные осадочные породы.

IIIа. Карбонатные.

IIIб. Кремнистые.

IIIв. Фосфатные.

IIIг. Железистые и марганцовые.

IIIд. Углеродистые (угли, нефть).

IV. Вулканогенные осадочные породы.

IVа. Рыхлые продукты — вулканические туфы, вулканические пеплы.

IVб. Цементированные породы.

IVв. Смешанные породы (вулканогенные туффиты).

### МЕХАНИЧЕСКИЕ ОСАДКИ (КЛАСТИЧЕСКИЕ ИЛИ ОБЛОМОЧНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ)

Механические осадки крайне разнообразны по типам структуры и текстуры. Под структурой следует понимать относительные и абсолютные размеры составных частей и форму их, под текстурой — характер распределения и расположения этих частей. Среди структур различают четыре основных типа:

1. Крупнообломочные (псефитовые) — зерна крупнее 2 мм.

2. Среднеобломочные (псаммитовые) — зерна 2—0,1 мм.

3. Мелкообломочные (алевритовые) — зерна 0,1—0,01 мм.

4. Тонкообломочные (пелитовые) — зерна менее 0,01 мм.

В одних случаях получается равномернозернистая структура, в других — могут одновременно присутствовать зерна разного размера. Другими словами, одна и та же порода может быть либо однородной, либо смешанной по своей структуре. Смешанные породы в свою очередь получают различные типовые названия.

Очень удобна для распределения обломочных осадочных пород по группам, как несмешанным так и смешанным, диаграмма, предложенная Ниггли (1935 г.).

Классификация Ниггли по существу совпадает с классификацией глинисто-песчанистых пород Аттерберга, характеризующего физические свойства пород при данной крупности частиц следующим образом:

I. Частицы 2 мм: верхняя граница капиллярного поднятия и удержания воды.

II. Частицы 2—0,2 мм: породы легко пропускают воду.

III. Частицы 0,2—0,02 мм: породы обладают хорошей капиллярностью, довольно большой способностью продвигать или удерживать воду.

IV. Частицы 0,02—0,002 мм: породы способны коагулировать в присутствии электролитов.

V. Частицы менее 0,002 мм: смешанные с водой, обнаруживают сильное молекулярное (броуновское) движение.

В 1936 г. Пустовалов предложил свою классификацию и номенклатуру механических осадков, называемых „глинисто-алеврито-песчаными породами“. Он выделяет следующие однородные типы, которые должны быть положены в основу классификации (по крупности частиц).

	мм
Песок	1,0—0,10
Алеврит	0,10—0,01
Глина	Меньше 0,01

Для промежуточных пород он принимает следующую терминологию:

Глина	Алеврит	Песок
Алевритистая	Песчанистый	Глинистый
Алевритовая	Песчаный	Песчаная глина
Глинистый алеврит	Алевритистый песок	Песчанистая
Алеврит	Алевритовый	Глина
	Песок	

**Структура.** Структура осадочных пород зависит от формы зерен, строения цемента и т. д.

Форма частиц в осадочных породах может быть крайне разнообразна. Она соответствует степени их окатанности, которая зависит от размера, пути переноса и состава этих частиц.

Окатанность и форма крупных обломков (псефитовых) зависят в значительной степени от пород, из которых они состоят. Так, обломки массивной породы приобретают более или менее сферические или эллипсоидальные очертания, сланцеватой породы — более уплощенные формы.

Форма псаммитовых обломков часто также находится в зависимости от их состава. Так, зерна кварца приобретают более или менее округлые, зерна полевых шпатов (вследствие своей спайности) — угловатые очертания, частицы слюд, как крайний тип, имеют обычно форму мелких табличек или чешуек. Влияние твердости и спайности минералов проявляется достаточно ясно.

Различаются два типа структур по форме зерен: 1) с окатанными и 2) с угловатыми песчинками, и все переходные между ними формы. По степени окатанности можно до известной степени судить о длине пути переноса, по характеру минералов — о генезисе из тех или иных горных пород того или иного района. Менее окатанные песчинки перенесены водой, более окатанные частицы испытали эоловый перенос, хотя к этому критерию следует относиться сугубо осторожно.

В пелитовых и алевроитовых породах угловатость сохраняется вследствие переноса частиц сплошь и рядом во взвешенном состоянии.

Характерным признаком смешанных обломочных пород являются также взаимоотношения их составных частей, особенно в том случае, когда породы цементированы. Отношение цемента к кластическим зернам может быть крайне разнообразно.

Зерна гипсового или кальцитового цемента часто разрастаются, захватывая большое количество кластических зерен (гипсы Ренетек, песчаники Фонтенебло — осадочно-пойкилитовая структура).

В других случаях более мелкие зерна кальцита, кварца и других минералов выполняют промежутки между кластическими зернами, что значительно более широко распространено (осадочно-интерсертальная структура). При одном и том же составе кластических зерен и цемента (например кремнекислота) цемент продолжает рост песчинок — получается цемент разрастания. Наличие такого цемента узнается по границе между загрязненной поверхностью кластических зерен и облегающим их цементом, оптически ориентированным одинаково с ними. Иногда (некоторые кварциты) следы первичной кластической структуры породы исчезают совершенно.

Характерные структуры, зависящие от цемента, присутствующего в осадочных породах, определяются: 1) составом цемента, 2) его относительным количеством, 3) величиной частиц, входящих в состав цемента. В зависимости от состава различают цементы: кремнистый (кварцевый, опаловый, халцедоновый), известковый, гипсовый, фосфатный, железистый, глинистый и т. д.

Кварцевый — характеризуется вторично-нарастающей структурой, в других случаях мелко- и средне-, иногда тонкоагрегатной структурой.

Опаловый — обычно плотный, аморфный, бесструктурный или в некоторых случаях шариковый (когда одновременно присутствует халцедон).

Халцедоновый — отличается неполной радиально-лучистой структурой, когда он выполняет пустоты между кластическими зернами, или лучистой — в оболочках вокруг песчинок.

Фосфатный — отличается радиально-лучистой структурой в оболочках вокруг песчинок или же тонкоагрегатной структурой при выполнении остающихся пустот.

Известковый — обычно обладает мелко- и среднезернистой, равномернозернистой или разнотоннозернистой структурой.

Глинистый — обычно смешан с опаловым и другими видами цемента и носит тонкоагрегатный, частью тонкочешуйчатый характер.

Относительное содержание цемента крайне непостоянно. В одних случаях цемент выполняет только промежутки между зернами данной породы, в других — может составлять до 50% и более всей породы, и тогда кластические зерна как бы плавают в цементе. В некоторых песчаниках, в частности в кремнистых, содержание цемента в одной и той же породе может колебаться в значительных пределах; от подчиненного количества до превышающего 75%.

Выполнение цементом промежутков между зернами может быть полным или частичным (пленочным).

В отношении размеров зерен минералов, образующих цемент, различают три случая:

- 1) Зерна цемента меньше, чем кластические.
- 2) Зерна цемента и кластические зерна в общем одинаковы, промежутки между кластическими зернами выполняются одним зерном цемента.
- 3) Зерна цемента больше кластических — получается упомянутая выше осадочно-пойкилитовая структура.

Что касается взаимоотношений цемента и кластических зерен, можно различать четыре случая:

- 1) Цемент и кластические зерна независимы друг от друга: цемент просто выполняет промежутки между ними — цементация выполнения.
- 2) Цемент образует оболочки вокруг кластических зерен — кристификация или пленочная цементация.
- 3) Цемент образует оболочки, продолжающие рост кластических зерен — вторично-нарастающая цементация.
- 4) Цемент одновременно с цементацией кластических зерен как бы разъедает их, постепенно замещая их — метасоматическая или корродирующая цементация (процесс характерен скорее для метаморфических пород).

В алевроитовых и пелитовых породах структура настолько тонкая, что процессы цементации и другие структурные особенности этих пород становятся невидимыми, а поэтому имеют второстепенное значение. Кластические части вместе с цементом образуют адиагностическую, т. е. не расчленяемую даже под микроскопом, мутную массу.

**Текстура.** Главный текстурный признак осадочных пород — их слоистость, под которой подразумевается изменение литологического состава по вертикали, т. е. перпендикулярно к напластованию. Слоистость генетически связана с процессом накопления веществ. Изменения в условиях отложения, в минералогическом составе, структурном характере вещества вызывают более или менее резкое проявление слоистости. В обломочных породах особенно часто слоистость связана с изменением крупности зерна в различных слоях, в других случаях — с накоплением не вполне одинаковых минералов (в частности, глауконита или тяжелых фракций), с чередованием песчаных зерен и алевроитовых или пелитовых и т. д. Смены состава и структуры слоев могут быть чрезвычайно тонкие, едва видимые, в других случаях слои достигают значительной мощности. В связи с послойным изменением состава получаются породы полимиктового (смешанного) характера — мергелисто-пелитовые, песчаниково-глинистые, железисто-кварцитовые и т. д. Как указывает Заварицкий, нельзя смешивать эти термины с другими — например „известково-глинистый“, где подчеркивается не различный состав слоев, а состав самой породы.

Текстура пород обуславливается не только различием отдельных прослоев в отношении их состава и структуры и относительной и абсолютной мощностью их, но и границами между ними.

Границы между прослоями могут быть резкими или неясными, ровными или неровными вследствие различных причин — волноприбойных знаков, отпечатков разного рода, следов струй воды (ряби) и т. д.

### **Кластические (обломочные) горные породы**

**Крупнообломочные (псефитовые) породы.** Главнейшими из них являются гравий, щебень, конгломерат, брекчия.

Щебень состоит из неокатанных кусков разрушенных горных пород, гравий — из кусков тех же пород, окатанных в большей или меньшей степени морским прибоем или течением рек. Те обломки, которые входят в состав щебня или гравия, могут принадлежать одной какой-либо породе или же породам различного состава.

Гравий, играющий большую роль в строительстве, отлагается обычно мощными слоями течением горных рек в предгорьях (ряд рек Кавказа) или флювиогляциальными потоками, переносившими в большом количестве гальки из ледниковой морены

(ряд мест в окрестности Москвы, например Мытищи и др.). Часто щебень и галька в большей или меньшей степени цементированы и тогда носят название брекчии — если цементирован щебень, конгломерата — если цементирован гравий.

Брекчии осадочного происхождения имеют весьма ограниченное распространение. Редко они образуют слои, обычно же выстилают либо дно пещер, либо отдельные трещины в горных породах, что обусловлено тем, что при передвижении на большое расстояние щебень превращается в гальку, а брекчия — в конгломерат. Различают простые и смешанные брекчии. К первым относятся некоторые гранитовые и кварцитовые, кварц-порфировые, известняковые брекчии и т. д. Цемент в них обыкновенно играет второстепенную роль. Костяные брекчии образованы скоплением обломков костей различных животных.

Конгломераты имеют весьма широкое распространение, занимая иногда значительные площади. Среди них также различают простые, состоящие из одной какой-либо породы, и смешанные, состоящие из смеси различных пород. При преобладании кварца они обладают в общем белой окраской. Различают конгломераты гранитовые, пегматитовые и др. К кварцевым конгломератам принадлежат золотосный конгломерат Витватерсранда в Трансваале, далее Мильстон-грит среди верхнего карбона (из этого конгломерата нередко изготовляются жернова). К почти чистым известняковым конгломератам относятся конгломераты, развитые в ряде мест Крыма. Очень красивые в шлифованном виде юрские известняковые конгломераты вскрыты каменоломнями в окрестностях Делижана (Армения).

К смешанным конгломератам относится пестрый нагельфлю северного края Швейцарских Альп, гальки которого принадлежат разнообразным горным породам, главным образом твердым. Сюда же относятся конгломераты окрестностей Симферополя, достигающие мощности нескольких сот метров, состоящие по преимуществу из кварцевых галек, наряду с которыми присутствуют также гальки разнообразных иных пород, например филлитов, кварцевых порфиров и др. Громадных размеров (в несколько десятков кубических метров) валуны входят в состав некоторых конгломератов в области Алайского хребта (в Фергане). Смешанные конгломераты играют видную роль среди докембрийских образований Фенно-Скандии.

Наряду с морскими конгломератами, которые преобладают, имеются такие, в образовании которых главную роль играли ледниковые процессы. Таков, например, двикаонгломерат Капштадта, состоящий главным образом из галек гранита, цементированных большим количеством песчанистого агрегата. Он содержит в себе иштрихованные валуны и располагается на поверхности, которая также иштрихована.

При давлении на конгломераты отдельные гальки могут спрессовываться, цемент может перекристаллизовываться — получается спрессованный конгломерат (окрестности Бергена в Норвегии).

Многие породы, носящие название брекчий, имеют совершенно иное происхождение. Существуют брекчии трения, которые получаются при передвижении частей земной коры. Наконец, существуют вулканические брекчии, которыми заполняются трубки взрывов, образовавшиеся во время вулканических процессов.

Среднеобломочные (псаммитовые) и мелкообломочные (алевритовые) породы. Типичным представителем среднеобломочных пород является рыхлый песок, при цементировании которого получается песчаник.

Песок в большинстве случаев состоит из зерен кварца (кварцевый песок), который преобладает, и из других минералов, которые обычно примешаны в небольших количествах, чаще всего большого удельного веса: полевые шпаты, слюды, роговые обманки, гранат, рутил, циркон, турмалин, апатит, магнетит и др. Диаметр зерен этих минералов обычно колеблется между 0,5 и 0,05 мм. Зерна кварца в большинстве случаев более или менее округлые, особенно когда песок переносился действием ветра (песок дюн). Очень богаты полевыми шпатами пески, образовавшиеся из гранитов, разрушенных главным образом механическими процессами; они носят название аркозовых песков. Глауконитовыми называются пески, содержащие, иногда в значительном количестве (до 50%), глауконит, обычно зеленые различных оттенков и различной интенсивности окраски. В присутствии того или иного характерного минерала пески получают названия золотоносных, платиноносных, содержащих драгоценные камни (например, некоторые пески Цейлона, Индостана, Австралии); известны также пески гранатовые, касситеритовые, известковые, апатитовые, монацитовые, магнетитовые; последние иногда состоят почти исключительно из зерен магнетита.

Общий характер песков крайне разнообразен. Рыхлость их не зависит от возраста; известны, например, кембрийские пески, вполне сохранившие свою рыхлость. Некоторые пески настолько подвижны, в особенности в присутствии воды, что получили название пльвунов, например в области буроугольных отложений на юге Киевской области, в Чехословакии, среди отложений г. Москвы и т. д. Эти породы, отличающиеся особенно малыми размерами зерен кварца, сильно мешают проходке скважин, шахт и т. д.

В рыхлых песках сравнительно юного возраста иногда наблюдаются конкреции кристаллов известкового шпата (Фонтенебл близ Парижа), гипса (Кара-Кум в Туркменистане, около ст. Репетек), барита, целестина и др.

В зависимости от состава цемента различают песчаники: кремнистые, кремнисто-глинистые, глинистые, известковые, фосфоритовые, гипсовые, баритовые, железистые и т. д. Песчаники, особенно богатые полевыми шпатами, носят название аркозов.

В кремнистых песчаниках более или менее округлые зерна преобладающего кварца сцементированы различными модификациями кремнекислоты. Кроме кварца, в них, как и в других песчаниках, присутствуют особенно часто зерна глаукогнита, частью выполняющего спилули губок, примешаны неправильные зерна полевых шпатов, мелкие чешуйки каолинита, слюд, по преимуществу мусковита, зерна роговых обманок, граната и др.; в виде кристалликов, часто с округленными концами, присутствуют циркон, турмалин, рутил и др.

Цемент кремнистых песчаников довольно разнообразен по составу. В кристаллических песчаниках он состоит из так называемого вторичного кварца, который выпадает из растворов, содержащих кремнекислоту, когда они просачиваются через песок. Вторичный кварц отлагается на поверхности обломочных зерен кварца, обуславливая их рост; с течением времени каждое зерно кварца покрывается кристаллическими плоскостями и стремится регенерироваться; граница между вторичным кварцем и обломочным зерном видна под микроскопом в виде тонкой извивающейся полоски, если поверхность зерен кварца не была вполне чистой. В халцедоновых песчаниках цемент состоит из халцедона, отлагающегося на поверхности зерен кварца в виде тонковолокнистого агрегата (волоконца которого в общем перпендикулярны к этой поверхности) и выполняющего часто остающиеся промежутки в виде спутанно-волокнистой массы. В опаловых песчаниках цемент состоит из аморфного, не действующего на поляризованный свет, опала.

Существуют переходы между различными типами кремнистых песчаников. Так, кристаллические песчаники иногда имеют пустоты, заполненные халцедоном; в ряде халцедоновых песчаников, например из меловых отложений, присутствуют мелкие шарики аморфной кремнекислоты, которая местами заполняет остающиеся промежутки.

Кремнистые песчаники пользуются широким распространением среди осадочных пород различных систем. Типичными представителями их являются так называемые овручские песчаники докембрийского возраста, кристаллические, часто окрашенные в красный различных оттенков цвет. С ними, в сущности, тождественны некоторые песчаники того же возраста в Финляндии и Северо-Западном крае. К кристаллическим песчаникам относятся некоторые третичные песчаники, например так называемые трактемировские, широко развитые по Днепру в окрестностях Трактемирова и Ржищева.

В том случае, когда халцедоновый цемент выполняет все пустоты между кластическими зернами, получается так называемый сливной песчаник. Аналогичные песчаники с цементом из вторичного кварца носят название кварцитов.

К халцедоновым и опалово-халцедоновым песчаникам относятся многочисленные песчаники из меловых и третичных отложений разнообразных районов Европейской части СССР.

Кремнистые песчаники с содержанием опалового или халцедонового цемента в количестве до 50% и более и с содержанием кремнекислоты до 96% и более служат высоко ценным материалом для изготовления динасовых кирпичей (динасовые песчаники западной части Донбасса).

В кремнисто-глинистых песчаниках цемент состоит из очень тонко чешуйчатой массы глинистого вещества, в состав которого входят многочисленные чешуйки каолинита, и одновременно вся масса пропитана более или менее значительным количеством опала.

В глинистых песчаниках цементом служат главным образом глинистые частицы с примесью небольших количеств кремнекислоты, например опала в глинистых песчаниках Радичева на Черниговщине. В цементе девонских песчаников западной части Донбасса присутствует в большом количестве каолин.

Известковые песчаники характеризуются цементом из зерен кальцита.

Аналогичны известковым песчаникам Фонтенебло гипсовые песчаники Кара-Кумов, в которых цементом служит гипс, образующий как отдельные кристаллы, так и сростки многочисленных кристаллов, переполненных кварцевыми зернами, иногда также самородная сера.

Железистые песчаники характеризуются тем, что в них цементом является главным образом гидрат окиси железа. Они окрашены обычно в бурные цвета и не обладают сколько-нибудь большой крепостью. Таковы, например, железистые песчаники из окрестностей Железнячки в Киевской области, песчаники, образующиеся и в настоящее время в поймах ряда рек, например Днепра.

В фосфоритовых песчаниках цемент состоит во многих случаях из мелкокристаллической массы, образующей оболочки вокруг кластических зерен и одновременно выполняющей остающиеся промежутки. Таков ряд фосфоритовых песчаников, образующих небольшие стяжения среди меловых и третичных песков Европейской части СССР. Иногда фосфоритовый цемент совершенно не действует на поляризованный свет. Такие песчаники также широко распространены среди тех же отложений Европейской части СССР. Их цемент обладает скрытокристаллической структурой, по мнению же некоторых, аморфен.

**Тонкообломочные породы.** Тонкообломочные алевритовые и пелитовые породы состоят не только из мельчайших и мелких зернышек кварца, которые часто могут и отсутствовать, но, главным образом, из самых тонких продуктов разрушения горных пород, среди которых важную роль играют тонкие чешуйки серицита, мусковита, минералов группы каолинита, в частности, кроме каолинита, иногда также бентонита, монтмориллонита и др. В состав этих пород иногда в более или менее значительном количестве входят также и минералы группы цеолитов.

Тонкие илистые породы обладают способностью пропускать воду до тех пор, пока не впитают ее в достаточно большом количестве, после чего делаются вязкими и при мощности их до 7—8 м в случае достаточно большого давления вышележащих пород становятся почти совершенно водоупорными. Присутствие песчинок понижает их водоупорность. В то же время особенно тонкозернистые породы пластичны; причем пластичность обычно возрастает с увеличением дисперсности частиц (т. е. уменьшением размеров их до коллоидальных). Примесь кварцевых зерен сильно понижает пластичность.

Окраска глинистых пород крайне разнообразна. Некоторые глинистые осадки одновременно окрашены в разнообразные цвета (например, украинские пестрые глины). Окраска обусловлена присутствием окислов железа (закисы окрашивают породу в зеленоватые и синеватые цвета, окиси — в красноватые и бурые); марганцовые окислы дают красные различной интенсивности, иногда черноватые цвета; органические вещества — серые и черные цвета; мелкие зерна глауконита — зеленые.

Среди илистых осадков различают глины, аргиллиты, алевриты, алевролиты, сланцевые глины, глинистые сланцы, филлиты.

Глины в сухом состоянии имеют землистый характер, обычно легко растираются между пальцами в тонкий порошок, реже они крепкие и твердые. Легко впитывают воду, после чего становятся вязкими и пластичными. После обжига дают каменистую массу.

Вследствие очень тонкой (дисперсной) структуры глин в ряде случаев трудно определить их минералогический состав. Методами микроскопическими, химическими и термическими установлено, что глины чаще всего состоят из следующих главных минералов: каолинита, монотермита, монтмориллонита, гиббсита, частью и из других близких к ним минералов, нередко с примесью также и кластических зерен, главным образом кварца.

В зависимости от их минералогического состава можно различать глины: 1) каолинитовые, 2) монотермитовые, 3) монтмориллонитовые (бентонитовые) и 4) гиббситовые.

Каолинитовые глины тесно связаны переходами с вторичными или отложными каолинами, образующимися за счет

накопления при переносе и отложении каолинита из каолинизированных гранитов, гранито-гнейсов, мигматитов и других полевошпатовых магматических и метаморфических пород (из первичных каолинов). Обычно они состоят главным образом из каолинита, образующего тонкие и тончайшие чешуйки и частички, с примесью небольшого количества несколько более крупных чешуек его же, обычно принимаемых за серицит, и различного количества зерен кварца. Вторичные каолины белые до снежно-белых, иногда с пятнами охристо-желтого цвета (гидратов окислов железа). Редко содержат примеси других минералов. Отличаются очень малой вязкостью и пластичностью при высокой огнеупорности (температура плавления до 1790°). Обычно залегают линзами и пластами среди кварцевых песков вблизи первичных каолинов.

Каолинистые глины огнеупорны, также обычно белые с сероватым оттенком, а в случае содержания железа окрашены в буроватые и другие цвета различной интенсивности. Содержат в значительном количестве дисперсный каолинит (диаметр частиц 3—5 микронов) с примесью других минералов неясного состава, частью также зерен кварца. Химический состав их соответствует каолиниту; окислов железа часто менее 1%.

Особенно распространены среди нижнетретичных отложений Украины, известны также в Сибири и в других местах. Особенно крупное промышленное значение имеют месторождения в Пологах, где каолинистые глины залегают под пластом вторичного каолина, и в районе ст. Латная (Воронежской области), где они содержат до 70% каолинита и обладают высокой огнеупорностью (до 1760°). Аналогичными, но более низкими по качеству вследствие значительных примесей являются такие глины, как огнеупорные глины Сталиногорска в Подмосковном каменноугольном бассейне с содержанием каолинита до 70%, на Урале с содержанием каолинита от 87,7% до 50% при одновременном содержании слюды до 7—10%. Некоторые уральские огнеупорные глины аналогичного состава содержат более или менее значительную примесь мелких кристалликов сидерита.

Монотермитовые глины в значительной своей части состоят из тонкодисперсных частичек и чешуек монотермита. Общий вид этих глин такой же, как и каолинистых, с которыми они связаны переходами. Часть этих глин огнеупорна и характеризуется значительным содержанием целочей, среди которых преобладает  $K_2O$ . К числу монотермитовых глин принадлежат глины Часов-Яра в Донецкой области, с огнеупорностью до 1770° и высокой пластичностью. К монотермитовым глинам относятся также и гжельские глины (Подмосковный район), с более низкой температурой плавления (тугоплавкие).

Монтмориллонитовые (отбельные или сукновальные, бентонитовые и флоридиновые) глины резко отличаются от огнеупорных глин, как химическим, так и минералогическим составом.

вом, а также и физическими свойствами. Эти глины характеризуются тем, что в состав их входят монтмориллонит и другие близкие к нему минералы, благодаря которым они обычно содержат в сравнительно больших количествах  $MgO$  и  $CaO$ . Они обладают характерной способностью отнимать основные окраски от масел, различных жиров растительного и иного происхождения, также от нефти. Этим свойством в меньшей степени обладают и другие глины, в частности каолиновые; имеются и специальные глины, в которых отбеливающая способность выражена особенно интенсивно. В присутствии воды они не приобретают пластичности и либо остаются твердыми, либо довольно быстро рассыпаются в тонкий порошок.

Физико-химические особенности монтмориллонитовых и близких к ним глин обусловлены сложной атомной структурой слагающих глину минералов, что устанавливается рентгеноскопическим анализом. Химический состав их крайне непостоянный. В большинстве случаев они содержат 56—65%  $SiO_2$ , 10—20%  $Al_2O_3$ , 2—6%  $FeO + Fe_2O_3$ , 2—5%  $CaO$ , 2—7%  $MgO$ , 2—4% щелочей, 13—23%  $H_2O$ . Наиболее известны месторождения отбельных глин около Редгилля в Англии, где они обладают мощностью до 12 м. Громадное значение имеют те же глины (флоридин) в США (Калифорния, Флорида, Южная Дакота, Джорджия), где они достигают мощности свыше 2 м.

Отбельные глины СССР очень мало исследованы. К ним относится кил или кеффекелит (от слова „Каффа“ — древнее название Феодосии), добывавшийся в Крыму еще в ханские времена. Представляет собой плотную, жирную наощупь глину, имеющую сероватый и зеленовато-серый цвет различной интенсивности, в присутствии воды распадающаяся на тончайший порошок. Залегает в Крыму между Карасубазаром и Севастополем в верхнетуронских отложениях среди мергелей отдельными участками. Кил распространен также на Кавказе, где он известен на Апшеронском полуострове. Прекрасного качества флоридиновая глина (гумбрин) обнаружена в крупных массах близ Кутаиси, также около Баку (асканит), около Налчика (налчикины).

Генезис отбельных глин ряда районов, в частности флоридинов и бентонитов, связывают с вулканическими процессами, относя их к продуктам диагенетического преобразования тонких вулканических туффитов.

Среди глин иногда выделяют, кроме упомянутых выше основных типов, характеризующихся преобладанием одного из трех минералов — каолинита, монотермита и монтмориллонита, ряд других типов, в состав которых входит большое число минералов вплоть до карбонатных.

Большая примесь к глинам каолинита и монотермита сообщает им жирный наощупь характер и пластичность, почему ряд глин носит название жирных. Жирные глины обычно окрашены в серые и желтоватые цвета, причем особенно це-

нятся те их них, которые отличаются наибольшей огнеупорностью (огнеупорные глины).

В отличие от жирных, тощие глины пользуются повсеместным распространением, входя в состав разнообразных геологических систем, обладая часто значительной мощностью и занимая значительные площади.

К огнеупорным относят глины с температурой плавления не менее 1580°: вторичные каолины — около 1790°; латинские глины — 1730—1760°; сталингорские — 1655—1760°; часов-ярские, несмотря на значительное содержание щелочей, обычно понижающих, как и окислы железа и титана, температуру плавления, — 1665—1730°. Другие глины с температурой плавления ниже 1580° до 1350° относятся к тугоплавким, ниже 1350° — к легкоплавким.

В химическом отношении характерно то, что все глины содержат  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  с преобладанием кремнекислоты (иногда до 80%). В некоторых своеобразных твердых глинах (боровичский сухарь) содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  почти равно содержанию  $\text{SiO}_2$ . Во всех глинах присутствуют в небольших количествах  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ; иногда содержание этих окислов значительно.

Лишь в особенных условиях образуются почти мономинеральные глины (вторичные каолины); обычно примеси присутствуют в самых разнообразных количествах. Глинистые породы, как и породы песчаные, в отдельных случаях приближаются к составу некоторых типов пород магматических, в особенности глины монотермитовые; характерным отличием в этих случаях является значительное содержание глинозема. Чтобы это уяснить, ниже приводятся коэффициенты Ниггли для пород № 8 (огнеупорная глина Часов-Яра), № 9 (кембрийская глина Пулкова) и № 13 (глинистый сланец) [табл. 49].

Таблица 49

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
8	231	82	6	1	11	0,7	0,6
9	245	45	34	3	18	0,9	0,5
13	200	49	38	3	10	0,7	0,4

Все три номера характеризуются высокими коэффициентами *al* и *k*, иногда при значительном *alk*.

К кремнистым огнеупорным глинам („флинтклей“ США) относятся кремневидные глины, не пластичные, богатые глиноземом, со значительным содержанием кремнекислоты, с раковистым изломом. Они представляют собой затвердевший гель.

Часто связаны переходами с диаспоровыми глинами. Приурочены к каменноугольным, меловым, третичным отложениям ряда мест США.

Химические анализы обломочных пород

Таблица 50

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п.п.	CO <sub>2</sub>
1	97,02	—	1,16	0,82	—	0,24	0,48	—	—	0,22	—
2	68,64	0,93	14,28	0,77	4,06	1,35	1,77	2,62	2,03	2,23	1,32
3	46,3	—	39,8	—	—	—	—	—	—	13,9	—
4	47,43	0,11	38,79	0,68	—	0,24	0,25	0,20	0,12	12,44	—
5	47,46	0,21	38,27	0,80	—	Следы	0,42	—	—	13,26	—
6	46,56	2,87	36,63	0,66	0,08	0,88	0,11	0,23	0,04	12,77	—
7	53,21	1,62	32,15	0,76	—	0,55	0,32	0,72	2,65	8,21	—
8	43,63	—	40,43	1,09	—	0,35	0,05	0,79	—	14,00	—
9	11,50	—	74,03	0,97	—	—	—	—	—	13,20	—
10	49,92	—	22,09	0,28	0,39	0,87	2,90	—	—	22,68	—
11	62,02	—	12,30	2,96	—	2,16	1,64	—	—	13,21	—
12	62,83	—	10,35	2,45	—	3,12	2,43	—	0,94	6,41	—
13	55,70	0,60	13,27	5,10	—	2,37	7,15	1,51	2,27	3,20	8,20

1 — кремнистый песчаник (диасовый); Пантелеймоновка, Донбасс. 2 — песчаник нижнеюрский; Белоканы, Кавказ. 3 — каолин (идеальный состав). 4 — переотложенный каолин (вторичный); Пологи, УССР. 5 — отмученный каолин из первичного каолина; Просняная, УССР. 6 — огнеупорная глина; Латная, Воронежская область; 7 — огнеупорная глина; Часов-Яр, Донбасс. 8 — огнеупорная глина (сухарь); Боровичи. 9 — диаспоровые глины; Миссури, США. 10 — кил; окрестности Бахчисарая, Крым. 11 — гумбрин (5,75% H<sub>2</sub>O); окрестности Кутаиси, Кавказ. 12 — флоридиновая глина (7,72% H<sub>2</sub>O); Флорида. 13 — лёсс.

Своеобразный характер носят очень высокоогнеупорные гиббситовые и диаспоровые глины, имеющие нередко оолитовое сложение, состоящие в значительной своей части из диаспора или гиббсита с примесью каолинита, гидратов окислов железа и др.

При увеличении содержания окислов железа глины переходят в охры, крайне разнообразных оттенков в зависимости от того, в каком количестве к окиси железа примешана вода. К охрам относятся также умбра и сиенская земля. В СССР охры имеются в ряде мест, например в Старицком районе, в Новгородском районе.

В том случае, когда к глине примешан в большем или меньшем количестве тонкий песок, по преимуществу кварцевый, получается суглинок, часто окрашенный гидратами окислов

железа в желтоватые и светлорусые цвета. Сравнительно с глинами он груб наощупь. Суглинок ледникового происхождения, переполненный иногда значительным количеством валунов, в некоторых случаях огромных размеров (до нескольких метров в объеме), носит название валунного суглинка. Обычно эти суглинки, довольно сильно песчанистые, окрашены в буроватые и красновато-бурые цвета. Иногда основная масса состоит из тонкой мергелистой породы, в которой рассеяны валуны. Последние образовались на дне озер, расположенных около ледника. В отличие от других глинистых осадков валунный суглинок не обнаруживает слоистости.

Лёсс, также лишенный слоистости, представляет собой светложелтую, весьма нежную наощупь породу, растираемую между пальцами в пылевидную массу. Лёсс дает в естественных обнажениях вертикальные стены. К тонким глинистым элементам в нем примешаны в более или менее значительном количестве кварцевая пыль, также мелкие зернышки полевых шпатов, шарики углекислой извести, чешуйки слюд и другие тонкораспыленные частицы. Примесь углекислой извести в количестве до 30% сближает его с мергелем. Углекислая известь покрывает тонким слоем кварцевые зернышки, частью образует белые конкреции, часто причудливой формы. Лёсс, будучи пористым, по отношению к воде занимает промежуточное положение между глинами и песками. В нем имеются тонкие, в общем вертикальные каналы, стенки которых покрыты углекислой известью. Лёсс содержит раковины наземных моллюсков. Для объяснения его происхождения существует ряд теорий и гипотез. Согласно эоловой гипотезе, высказанной впервые исследователем китайского лёсса Рихтгофеном, лёсс представляет собой подхваченную ветром пыль, отложившуюся затем на местах, где господствовало затишье; гипотезу эту разработал впоследствии Тутковский. Согласно другой гипотезе, предложенной Лаппараном и развитой Армашевским, лёсс отложился на пологих склонах путем переноса тонких материалов дождевыми ручейками и струйками. Имеется ряд других гипотез, объясняющих происхождение лёсса.

Лёсс широко распространен в Европе, как в Западной, так и в Восточной, сопровождая широкой полосой ледниковую морену.

В Китае занимает пространства до 600 000 км<sup>2</sup> и достигает там мощности до 200 м. Распространен на огромных площадях в Северной Америке, также в Средней Азии и других местах.

Мергель (или рухляк) состоит из глинистых элементов, к которым примешана в более или менее значительном количестве углекислая известь, частью в виде мельчайших шариков с концентрически-скорлуповатым сложением, в некоторых случаях и углекислый магний. Окраска крайне разнообразная; слабо зеленоватая, синеватая, иногда, в присутствии глауконита, зеленая. Последняя характерна для так называемых глауконитовых мергелей, широко распространенных в ме-

ловых (сеноманских и близких к ним) отложениях Европейской части СССР. В других случаях окраска серая, желтоватая, красная, бурая, фиолетовая, черная, иногда пестрая, например пестрые мергели на востоке Европейской части СССР.

Структура мергелей мелоподобная, иногда плотная, землястая, в некоторых случаях оолитовая; часто они приобретают плитняковую отдельность.

Различают известняковые мергели, близкие к известнякам, доломитовые, содержащие в значительном количестве углекислый магний, слюдистые, песчанистые, битуминозные, пламенные с пестрой пятнистой окраской. Некоторые мергели служат прекрасным материалом для изготовления портландского цемента, например мергели окрестностей Новороссийска, Амвросиевки (Донбасс), Подольска и др. (табл. 51).

Таблица 51

Химические анализы мергелей

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.
1	16,56	1,12		Следы	42,42	0,09		34,70
2	16,40	3,10	1,50	0,06	42,60	—	—	35,30

1 — мергель; Новороссийск. 2 — мергель; Амвросиевка, Донбасс

Цементированные или сильно уплотненные глины носят название аргиллитов и переходят в менее дисперсные алевролиты.

Сланцеватая глина отличается несколько большей компактностью и сланцеватым сложением. Глинистые сланцы, тонкосланцеватые, обыкновенно окрашены в зеленоватый цвет в присутствии хлорита, красный — в присутствии окислов железа; углистые частицы окрашивают их в черные цвета. Они состоят из тонких частичек и зернышек кварца, иногда собирающихся в плоские линзовидные агрегаты, из чешуек серицита и зеленого хлорита, также из глинистых частиц; нередко присутствуют в незначительном количестве пирит, кальцит, иногда карбонатные частицы, тончайшие иголки рутила, силлиманита, изредка турмалина.

#### ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДКИ

Химические осадки образуются обычно в существующих или существовавших морских или замкнутых бассейнах.

В том случае, когда раствор морской или иной воды достаточно концентрирован, из раствора выпадают содержащиеся в нем вещества в известной последовательности, обусловленной:

1) относительным количеством этих солей, 2) степенью их растворимости, 3) взаимным влиянием солей, присутствующих в растворе.

При осаждении солей из морских вод первым обычно выпадает наименее растворимый в воде гипс или ангидрит, позже выделяется хлористый натрий.

В некоторых случаях после выделения гипса и хлористого натрия в замкнутом бассейне остаются маточные растворы и при дальнейшей концентрации растворов из них выпадают наиболее легко растворимые калийные и магниевые соли в виде хлористых и сернокислых соединений.

Остановимся более подробно на характеристике только наиболее важных в практическом отношении химических осадков.

**Каменная соль.** Каменная соль обыкновенно зернистая, нередко крупнозернистая, редко волокнистая (в отдельных небольших участках); бесцветная, благодаря различным примесям окрашивается в серый, красный, желтый, бурый, синий, зеленый и другие цвета. В ней присутствуют иногда небольшие количества хлористого магния и хлористого кальция, придающие ей гигроскопичность. Нередко примешаны глинистые частицы, сообщающие каменной соли серую или зеленоватую окраску, также иногда кристаллики и зерна кварца, ангидрита, пирита.

Каменная соль в большинстве случаев образует слои (Артемовск в Донбассе), линзовидные залежи и штоки (Илецкая Защита), иногда огромных размеров. Так, например, мощность пластов соли в Артемовском районе достигает больших размеров; пласты соли занимают значительную площадь между Артемовском и Славянском. Скважина, заложенная в районе г. Ромны (в Полтавской области), около 300 км к северо-западу от Артемовска, встретила каменную соль, образующую здесь по всем признакам купола.

Иногда слои каменной соли отчетливо чередуются с прослоями ангидрита.

Каменная соль отлагалась в разные периоды жизни земного шара и сохранилась начиная от силура; отлагается и в наше время.

Образование каменной соли в настоящее время мы наблюдаем, между прочим, в озерах Астраханского района (Баскунчакское, Эльтон и др.). Большая часть месторождений каменной соли образовалась в пермский, триасовый и третичный периоды.

В пределах СССР крупнейшие залежи каменной соли имеются в Донбассе (Артемовск—Славянск), в Илецкой защите (около Оренбурга) и в других местах. В Соликамско-Чердынском районе в последнее время наряду с огромными залежами поваренной соли установлены крупнейшие в мире запасы калийных и магниевых, главным образом хлористых солей (сильвина, карналлита и др.).

В том случае, когда одновременно с каменной солью отлагается и глина, может получиться соленосная глина.

Гипс образуется часто одновременно с каменной солью или сопровождает ее. То крупнокристаллический, то мелкозернистый до плотного, реже волокнистый, он имеет белый, а благодаря примесям — бурый, красноватый или иные цвета. Образует залежи, линзы и штоковидные массы, сопровождаемые каменной солью, а также глинами, мергелями, известняками, ангидритом.

В пределах СССР особенно крупные месторождения этой широко используемой в строительном деле породы имеются в Горьковском крае, на Украине, около Илецкой Защиты, по берегам Северной Двины и в других местах.

Ангидрит, часто сопровождающий каменную соль, по большей части довольно плотный, реже крупнозернистый, чаще белый, иногда окрашен в буроватый, красноватый, синеватый цвета.

Все химические осадки, представленные галоидными и сернокислыми соединениями Na, K, Ca, Mg, устойчивы лишь в условиях поверхности земли; при переходе их в условия, где играют роль метаморфические процессы, они полностью выщелачиваются из мест своего нахождения.

**Калийно-магнезиальные соли.** В верхних горизонтах залежей каменной соли иногда накапливаются, в ряде случаев в виде мощных слоев, наиболее легко растворимые хлористые и сернокислые соли калия и магния. К числу этих месторождений относятся Стассфуртское, Соликамское, Карпатское и др. Эти соли представлены следующими минералами: карналлит —  $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$ ; кизерит —  $MgSO_4 \cdot H_2O$ ; полигалит —  $2CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2H_2O$ ; каинит —  $MgSO_4 \cdot KCl \cdot 3H_2O$ ; тенардит —  $Na_2SO_4$ ; сильвин —  $KCl$ ; мирабилит —  $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ ; бишофит —  $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ .

Последовательность выпадения и кристаллизации солей наилучше изучена в Стассфуртских месторождениях. Здесь залегает мощный пласт каменной соли (95%) с тонкими прослоями гипса (5%), выше которого следуют: полигалитовая зона с содержанием 91% каменной соли, 7% полигалита и некоторой примесью ангидрита и хлористого магния; кизеритовая зона с 65% каменной соли, 17% кизерита и некоторой примесью карналлита, хлористого магния и ангидрита; сверху карналлитовая зона с 25% каменной соли, 55% карналлита, 16% кизерита и с примесью каинита, сильвина, ангидрита и др.

В районе Соликамска имеется крупнейшее месторождение калийных солей, согласно академику Курнакову, 75% составляет каменная соль с карналлитом, остальные 25% — каменная соль с сильвинитом.

Здесь на глинисто-ангидритовой толще располагается толща каменной соли, выше которой следуют: сильвинитовая

толща — каменная соль с сильвинитом; карналлитовая толща — каменная соль с карналлитом, которая в связи с выщелачиванием из карналлита хлористого магния обогащается сильвинитом; за верхней зоной сильвинита — верхняя толща каменной соли и верхняя гипсоносная толща, с предыдущей переходной зоной, в которой каменная соль смешана с глиной.

В Соликамском районе Разумовская различает три группы галоидных пород:

1) породы мономинеральные (сильвинит — из одного сильвина, галитит — из одного галита, карналлитит — из одного карналлита);

2) породы биминеральные (сильвиновый галитит, сильвиновый карналлитит, галитовый сильвинит, галитовый карналлитит, карналлитовый галитит, карналлитовый сильвинит);

3) породы триминеральные.

Структуры этих пород могут быть первичными — кристаллически-зернистые и зональные; в жилах наблюдаются также структуры параллельно-волоконистые. Могут наблюдаться также структуры вторичной перекристаллизации, в частности кристаллобластические, связанные с различной степенью кристаллизации отдельных минералов. Мелкая плейчатость и брекчиевые структуры образовались благодаря текучести минералов, входящих в состав галоидных пород, под влиянием механического воздействия. Сильвиниты являются породами вторичного происхождения: они произошли за счет динамо- и гидатометаморфизации карналлита.

**Бокситы.** Это обычно красные, разных оттенков, оолитовые, мажущие породы, которые занимают по существу промежуточное место между химическими и кластическими осадками. В минералогическом отношении эти породы характеризуются присутствием гидраргиллита (гиббсита) —  $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ , с содержанием  $Al_2O_3$  около 66%, или диаспора —  $Al_2O_3 \cdot H_2O$ , с содержанием  $Al_2O_3$  до 85%. Обычно в этих породах присутствуют, кроме того, более или менее значительные количества окислов железа, преимущественно в виде гидрогематита, с содержанием до 90%  $Fe_2O_3$  и небольшого количества воды, и каолинита в виде тонких чешуек и частиц неясных очертаний (коллоидных). В химическом отношении эти породы характеризуются большим содержанием  $Al_2O_3$ , но далеко не постоянным. Кроме того, как главные примеси присутствуют  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$  и  $TiO_2$ .

Содержание в бокситах кремнекислоты связано с присутствием каолинита.

Среди бокситов, в зависимости от их минералогического состава, различают гидраргиллитовые (гиббситовые) бокситы, главной составной частью которых является трехгидратный минерал гиббсит, и диаспоровые бокситы, с главным

минералом diasporом. Соответствующая номенклатура, приобретающая все большее значение, будет: для трехгидратных бокситов — гиббситит, для моногидратных бокситов — диаспорит.

В зависимости от структуры среди трехгидратных бокситов (гиббсититов) различают: 1) каменистые бокситы, сильно сцементированные тонкозернистым до коллоидного агрегатом гиббсита, с трудом разбиваемые молотком; 2) рыхлые бокситы, обычно обогащенные каолинитом, сравнительно слабо сцементированные, при ударе молотком рассыпающиеся на мелкие куски; 3) глинистые бокситы с глинистой структурой, обычно также обогащенные каолинитом; 4) наконец, бокситовые глины, в которых каолинит является главной составной частью. Кроме того, имеется особенно ценная разность, носящая название пластичного гиббсита, главной составной частью которой является коллоидный гиббситит, содержащий до 55% и более глинозема и обладающий в мокром состоянии значительной пластичностью.

Гиббсититы приурочены к меловым и нижнетретичным отложениям Среднего Урала; с примесью  $Al_2O_3 \cdot H_2O$  они развиты в районе Тихвина.

Более богатые глиноземом моногидратные бокситы (диаспориты), как и гиббсититы, обладают оолитовой структурой и окрашены в красные цвета различных оттенков. Пользуются широким распространением в районах Северного и Южного Урала. В них иногда примешаны мелкие кристаллы корунда.

Бокситы — ценнейшая руда на алюминий.

Латеритами называют продукты преобразования в условиях субтропического и в особенности тропического климата глиноземсодержащих магматических и иных пород. Из них выщелочены  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ , щелочи, в результате чего получают породы, сильно обогащенные глиноземом (Африканские месторождения латеритов).

### ОРГАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

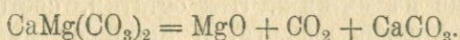
К органогенным породам, образовавшимся главным образом при участии организмов, принадлежат разного рода карбонатные породы (известняки, доломиты), кремнистые породы, ископаемые угли (антрацит, каменный уголь, бурый уголь, торф).

**Карбонатные породы.** Карбонатные породы образуются главным образом благодаря жизнедеятельности организмов. Большое количество морских и пресноводных животных и растений строит свой скелет или раковину из углекислых соединений, главным образом из углекислого кальция, частично также из углекислого магния.

При выветривании углекислый кальций переходит в раствор. Присутствие  $CO_2$  в воде увеличивает растворимость  $CaCO_3$ .

в связи с образованием бикарбоната  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Ряд морских организмов преобразует  $\text{CaSO}_4$  в углекислую соль; после гибели этих организмов на дне водного бассейна отлагаются их твердые остатки, в состав которых входит  $\text{CaCO}_3$ .

Двойная соль  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  — доломит — может в некоторых случаях выпасть самостоятельно. Обычно доломит образуется при высоком давлении углекислоты и при высокой температуре. При обыкновенном давлении и при температуре  $600^\circ$  он распадается по уравнению



В природе происходит так называемый метасоматоз известняков под влиянием магниезальных растворов и постепенное преобразование их в доломитизированные известняки и затем в доломит.

К числу наиболее распространенных известняковых пород принадлежат мел, известняки, мраморы.

Мел представляет собой землистую белую породу, состоящую иногда (Славянск) почти исключительно из  $\text{CaCO}_3$ , обычно же с небольшим количеством примесей, к которым относятся мелкие чешуйки каолинита, галлуазита, зернышки глауконита, иногда также кварцевые зерна, реже зернышки полевых шпатов со следами вторичного роста вплоть до образования мелких кристалликов. Основная масса мела состоит из тончайших карбонатных частиц, частью шаровидных (кокколиты), размером 1—3 микрона, иногда и меньше. Остальную, меньшую часть породы образуют раковинки и обломки различного рода фораминифер и других организмов; иногда в небольшом количестве встречаются кремнистые скелеты радиолярий, панцыри диатомовых и др. Нередко встречаются в меле кремневые стяжения, в некоторых случаях значительными участками, иногда сплошными массами. Иногда встречаются также фосфоритовые стяжения, в особенности в более глинистых разновидностях мела.

Мел образует часто огромные толщи, занимающие значительные пространства, в частности от Украинского кристаллического массива до Урала и в других местах.

При большем содержании глинистых частиц мел переходит в меловой мергель. В присутствии глауконитовых зерен получается глауконитовый мел (глауконитовый мергель).

Известняки в общем представляют собой плотные до мелкозернистых породы, беловатые, желтоватые, сероватые, иногда окрашенные равномерно или пятнами в различные бурые, красные и иные цвета. В присутствии органических веществ они приобретают более или менее темную серую до черной окраску.

Известняки часто массивны без признаков слоистости, иногда и слоисты. Некоторые разновидности известняков (литографский камень) чрезвычайно тонкозернисты и обладают равнозернистой структурой.

В некоторых известняках в большей или меньшей мере сохраняются остатки организмов, из которых они образовались. В таком случае, в зависимости от того, какие органические остатки преобладают, различают раковинные (на юге Европейской части СССР), коралловые, губковые, нуммулитовые, фузулиновые и другие известняки. Эти остатки, состоящие главным образом из углекислой извести, в процессе диагенеза быстро перекристаллизуются, в результате чего следы первичного происхождения известняка более или менее исчезают. Этому способствуют также мертвые, дробящие и размалывающие твердые остатки организмов на дне моря.

В известняках часто примешаны зерна, иногда и мелкие кристаллики кварца, глинистые вещества, пирит, встречаются стяжения фосфорита, кремня и др. В некоторых случаях в них наблюдаются новообразования полевых шпатов в виде кристалликов. Органические вещества обычно носят бигуминовый характер. Некоторые известняки при ударе по ним молотком издают неприятный запах (воючие известняки).

Известняки пользуются широким распространением, входя в состав слоев самых разнообразных возрастов, образуя иногда толщи, мощность которых достигает сотен метров.

Оолитовые известняки характеризуются оолитовым сложением из округлых зерен, агрегатов мельчайших зернышек и кристалликов углекислой извести, в других случаях из арагонита или известкового шпата. Генезис их частью органогенный, частью чисто химический.

Известняки отличаются чрезвычайно большим разнообразием не только своего строения, но и своего химического состава. Благодаря этому в том случае, когда они попадают в иные физико-химические условия, чем те, в которых они образовались, они дают новые минеральные агрегаты разных типов и новые структурные формы.

В процессе метаморфизации они легко могут терять углекислоту, которая замещается кремнекислотой. Особенно легко известняки перекристаллизуются. Это связано, между прочим, с тем, что в момент своего образования они состоят преимущественно из неустойчивых модификаций углекислого кальция.

Доломит, зернистый до плотного агрегат (около 54,2%  $\text{CaCO}_3$  и 45,8%  $\text{MgCO}_3$ ), имеет непостоянный химический состав, причем почти всегда углекислая известь находится в большем или меньшем избытке по отношению к углекислому магнию, образуя известковый шпат; нередко примешаны железистые, глинистые и другие вещества.

## Химические анализы доломитов

	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нераствори- мый остаток
1	49,18	34,90	1,52	0,05	0,36	0,04	14,08
2	67,32	34,38	—	—	0,75	7,14	—
3	59,96	30,07	—	—	5,02		9,97

1 — доломит; река Аликановка около Кисловодска, у замка „Коварства и любви“. 2 — доломит; река Б. Киритей, Енисейский округ. 3 — доломит; Каменец-Подольская область.

Зернистый доломит вполне напоминает по своему внешнему виду и структуре мрамор; он иногда чисто белого цвета (сахаровидный). В нем нередки примеси различных минералов, в том числе слюды, кварца, роговой обманки, полевого шпата, турмалина и др. Плотный доломит сходен с плотным известняком. Кроме того, различают пористый, оолитовый и другие доломиты.

Доломиты образуют иногда громадных размеров массивы, происхождение которых часто связано с древними коралловыми рифами. Живописными скалами из доломитов и доломитовых известняков особенно славится Южный Тироль.

Имеются карбонатные породы, которые не связаны непосредственно с органогенными процессами и должны быть отнесены к химическим образованиям. Таковы известковые натёки и туфы, часто пористые, которые образуются при выделении углекислой извести из водных растворов, главным образом в том случае, когда вода теряет CO<sub>2</sub>, растворимость в воде CaCO<sub>3</sub> понижается и из воды выпадает большей частью известковый шпат. Породы такого рода встречаются во многих местах, между прочим, в Тиволи близ Рима (травертино), на горе Машук близ Пятигорска, на речке Пудоста в окрестностях Павловска (пудожский камень).

**Кремнистые осадочные породы.** К числу кремнистых осадочных пород относятся осадки, состоящие главным образом из кремнекислоты, в одних случаях представляющие собой химические осадки, в других — органогенные образования. К ним относятся кремнистые туфы, пресноводные кварциты, трешел, гезы.

Кремнистые туфы представляют собой осадки, образующиеся из горячих вод различных источников, преимущественно гейзеров, причем в выделении и образовании их важную роль играют некоторые виды водорослей. Они окрашены обыкновенно

в чисто белый цвет, иногда обладают благодаря примесям, главным образом окислов железа, пестрой окраской. Они то плотны, то пористы, часто с гроздьвидной, почковидной или иной натечной поверхностью.

Пресноводный кварцит окрашен в светлые цвета, преимущественно желтовато-белый; он пористый до пещеристого, причем стенки пустот покрыты отложениями халцедона, сам он состоит из опала и халцедона.

В высшей степени тонкий белый трепел (диатомит), легко растирающийся между пальцами и марающий, как мел, состоит главным образом из кремнистых панцирей диатомовых водорослей. Эти панцири настолько малы, что в 1 см<sup>3</sup> их содержится до 7 млрд. Часто примешаны также спикулы кремнистых губок. Иногда трепел пропитан опалом и тогда становится более твердым и липнет к языку (липкий сланец). Рыхлые скопления, напоминающие муку или мел, носят название кизельгура, горной муки, диатомового пелита. Эти породы залегают обыкновенно слоями преимущественно среди третичных, также среди послетретичных отложений в Чехословакии (Билин, Франценсбат). В СССР известны во многих местах Брянского и Ульяновского районов (около ст. Инзы и др.), в Закавказье (Нурнус в окрестностях Еревана, Ахалцых), на Керченском полуострове и т. д.

Гезы представляют собой светлосерые, желтоватые и зеленые до темнозеленых, легкие, липнущие к языку породы, состоящие в значительной своей части из опала, халцедона и огромного количества спикул кремневых губок, при сравнительно малом содержании кластических элементов (кварц), довольно часто в присутствии глауконита. Кроме губок, встречаются остатки радиолярий, диатомовых и др. Эти породы можно называть также спонголитами. Пользуются широким распространением в особенности среди меловых и третичных пород как Западной Европы, так и СССР. Микроскопически могут быть выделены разновидности: спонголит, радиолярит, диатомит, опалит. При выветривании рыхлеют, светлеют, обогащаются водными алюмосиликатами, беднеют кремнекислотой. Понятие опоки не вполне определенное. В ряде случаев к опокам относятся типичные гезы (кремнистые опоки), в то же время в области развития пестроцветной толщи пермского возраста нередко опоками называют твердые мергели.

В среднем химическом составе осадочных горных пород различных типов, как показывает табл. 54, обращают на себя внимание следующие основные различия. Кремнекислота значительно преобладает над остальными окислами в песчаниках, значительно меньше роль ее в глинистых осадках и ничтожная — в карбонатных породах. При этом характерно, что в песчаниках она присутствует главным образом в свободном виде — в виде кварца, в глинах она в значительной своей части связана.

## Химические анализы некоторых кремнистых пород

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п.п.
1	80,93	0,32	8,53	3,70	0,30	1,20	1,36	0,94	2,70	—	—
2	83,99	—	7,23	2,79	—	0,62	0,76	—	—	5,78	2,72
3	82,89	0,29	5,51	2,22	—	1,02	0,59	—	—	5,50	6,22
4	93,59	—	0,44	0,98	—	0,35	1,40	0,32	0,41	1,35	9,58
5	74,20	—	6,81		—	—	0,41	0,30	0,02	13,30	4,20
6	58,12	—	12,19	8,01	—	2,75	3,72	0,20	0,24	7,71	5,72
7	53,76	—	12,69	7,15	—	3,80	1,96	1,32		8,16	8,29

1 — диатомит; село Федоровка, Ленинградская область. 2 — трепел; Добужское месторождение, б. Западная область. 3 — диатомит; окрестности г. Инзы. 4 — трепел; Каменец-Подольская область. 5 — полировальный сланец; Билин, Чехословакия. 6 — диатомит, переходящий в диатомитовую глину (2,41% SO<sub>2</sub>); сел. Баксы, Керченский полуостров. 7 — трепельная глина (2,20% SO<sub>2</sub>, 0,58% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>); сел. Яныш Такыл, Керченский полуостров.

Таблица 54

## Средний состав осадочных пород (по Грейту)

Химический состав	Сланцы	Песчаники	Известняки
SiO <sub>2</sub>	58,90	78,64	5,20
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,25	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,63	4,77	0,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,07	1,08	} 0,54
FeO	2,48	0,30	
MgO	2,47	1,17	7,92
CaO	3,15	5,51	42,74
Na <sub>2</sub> O	1,32	0,45	0,05
K <sub>2</sub> O	3,28	1,32	0,33
H <sub>2</sub> O	3,72	1,33	0,56
CO <sub>2</sub>	2,67	5,03	41,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,08	0,04
	98,52	99,93	99,85
Вычисленный минералогический состав:			
Кварц	30	70	4
Каолин	12	8	1
Слюда	18	—	—
Доломит	3	3	36
Кальцит	5	7	56
Полевой шпат	12	8	2
Хлориты и др.	8	1	—
Цеолиты	4	—	—
Окислы Fe	5	—	—
Разные	3	—	—

Характерная химическая особенность этих пород — присутствие летучих (легко удаляемых при нагревании) составных частей: в песчаниках и сланцах — в малом количестве (6—7%); в карбонатных породах — почти половина (около 42%). При этом в сланцах и песчаниках летучие составные части представлены водой, связанной в каолините, и углекислотой, связанной в карбонатах, в карбонатных породах  $\text{CO}_2$  почти исключительно связана с  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ . При нагревании и удалении летучих веществ в карбонатных породах получают сильно действующие в свободном виде основания, именно  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ , способные энергично соединяться с другими окислами, с образованием различного рода новых минералов.

Осадочные породы занимают примерно 75% земной поверхности.

По данным Гроута, относительное количество различных типов осадочных пород следующее:

Глины и глинистые сланцы	46%
Песчаники и другие механические осадки	32%
Известняки	21%
Различные другие породы	1%

Организмы играют крупную роль в деле перемещения и концентрации разных элементов, в частности ванадия. Рассеянные в магматических породах ванадиевые соединения, согласно А. Д. Архангельскому, переносятся в водах, как подземных, так и поверхностных, откуда они заимствуются растениями и животными и переходят вместе с ними в железные руды, песчаники, известняки, глинистые и битуминозные сланцы, угли также в нефть и различные продукты ее окисления и испарения — керы и гудроны.

Метаморфические породы, к которым принадлежат также и кристаллические сланцы, представляют собой глубоко преобразованные первично осадочные или магматические породы. В связи с изменением физико-химических условий (температуры  $T$ , давления  $P$  и состава  $C$ ), первичные породы могли в большей или меньшей степени изменяться, приспособляясь к новым условиям. При этом менялись не только минералогический состав и структура первичных пород, но в ряде случаев и их химический состав. Значительно реже первичный характер породы сохранялся в большей или меньшей степени. Существуют постепенные переходы между глубоко преобразованными породами, с одной стороны, и породами, из которых они образовались, с другой.

Прежде чем перейти к описанию различных метаморфических пород, даем характеристику главнейших процессов, ведущих к превращению нормальных изверженных и осадочных пород в метаморфические.

#### ПРОЦЕССЫ И ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

Применение правила фаз к учению о метаморфизме. В условиях химического равновесия число возможных фаз  $P$ , согласно правилу фаз Гиббса, определяется числом независимых компонентов  $K$  и числом свобод  $F$  при переменных давлении и температуре, что выражается уравнением:

$$P + F = K + 2.$$

Если число фаз  $P$  равно числу компонентов  $K$ , условия равновесия сохраняются неизменными в определенных интервалах температуры  $T$  и давления  $P$  без изменения числа и вида фаз. Это правило применяется и к процессам метаморфизма.

Минералы могут присутствовать в породах только при соблюдении этих условий. Правило фаз получает при этом следующую форму:  $P = K$ .

Это соответствует минералогическому правилу фаз, установленному Гольдшмидтом: число одновременно присут-

ствующих минералов в горной породе не может превысить числа компонентов.

В метаморфических горных породах присутствуют следующие девять главных компонентов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ . Если они присутствуют как самостоятельные компоненты, число минералов, в состав которых они входят, не может быть больше девяти; все они находятся в равновесии друг с другом. Однако такого числа минералов не бывает почти никогда, так как некоторые обстоятельства уменьшают число самостоятельных компонентов. Это, прежде всего, диадохия или взаимная замена в изоморфных видах кристаллов определенных ионов, атомов или окислов.

$\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  могут представлять каждая отдельную фазу. Однако  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  входит по большей части в состав амфиболов, пироксенов и биотитов как диадоховый заместитель  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .  $\text{FeO}$ , будучи диадоховой с  $\text{MgO}$ , присутствует в силикатах только вместе с последней, в виде общей силикатной фазы.  $\text{CaO}$ , диадоховая в плагиоклазах с  $\text{Na}_2\text{O}$ , заменяет ее и образует одну фазу только в том случае, когда находится в избытке по отношению к  $\text{Al}_2\text{O}_3$  или  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ .  $\text{Na}_2\text{O}$  лишь крайне редко образует особую фазу, например в парагоните, глаукофане, жадеите.  $\text{K}_2\text{O}$  присутствует либо в ортоклазе, либо в биотите или мусковите.  $\text{H}_2\text{O}$  образует часто с другими окислами гидратные минералы.

К этому присоединяется роль образования двойных солей. Эскола говорит, что применительно к образованию минералов некоторых метаморфических пород в правиле фаз большое значение приобретает принцип „бережливости“. Так, например, такие метаморфические породы очень сложного состава, как амфиболит и слюдяной сланец, практически биминеральны. Ряд метаморфических пород состоит из трех и четырех минералов, пяти- и шестиминеральные породы редки.

В огромном большинстве минеральные парагенезы метаморфических пород подчиняются правилу фаз, хотя и нет оснований утверждать, что в них достигнуто фазовое равновесие. Примером, где равновесие не достигнуто, являются кордиерит-антофиллитовые породы. В Ориерви (Финляндия) находится в параллельном прорастании с антофиллитом, напоминающем двойниковое сложение, почти того же состава куммингтонит.

Горная порода, состоящая из тех или иных минералов, сохраняет первичный характер продолжительное время, пока условия ее существования близки к тем, при которых она образовалась. При новых физико-химических условиях, вызываемых геотектоническими процессами, минералы, входящие в состав ее, приходят в неустойчивое равновесие и приобретают новые формы, устойчивые при этих временных условиях. В результате происходит постепенное перемещение составных частей породы, ее перекристаллизация; эта перекристаллизация обычно сопровождается образованием новых минералов, устой-

чивых при новых условиях; одновременно изменяется также и структура породы. Если притом в горную породу проникают газы, растворы, внедряются новые вещества в растворенном, расплавленном или газообразном состоянии, порода может изменить и свой химический состав.

Породы, выведенные из первичных условий физико-химического равновесия (связанных с местом образования и залегания их) и в новых условиях вступившие в новое равновесие, называются породами метаморфическими.

Основные причины метаморфизма могут быть заложены в самой породе (автометаморфизм). К автометаморфизму относятся те изменения, которые происходят во время остывания магматических пород под влиянием подвижных составных частей (минерализаторов), присутствующих в магме. Так, оливиновые породы могут постепенно переходить в серпентиниты. Аналогичные изменения происходят в зоне цементации или выветривания. Когда порода стареет, в ней появляются различные новые минералы (серицит, соссюрит, хлорит и др.). В этом случае граница между метаморфизмом и диагенезом постепенно исчезает.

По большей части, однако, метаморфизм обусловлен причинами, находящимися вне горной породы (аллометаморфизм).

Главными причинами, которые вызывают преобразование горных пород, являются: а) высокая температура, б) высокое давление и в) действие на породу воды или минерализаторов. В зависимости от того, какой из этих трех агентов играет преимущественную роль, выделяют различные виды метаморфизма.

В ряде случаев могут происходить более или менее глубокие изменения химического состава горных пород. В некоторых случаях породы, метаморфизованные при большом давлении и высокой температуре, попадают в условия низкой температуры и низкого давления и снова испытывают соответствующие преобразования, связанные с новыми физико-химическими условиями. Такого рода метаморфизм называется ретроградным метаморфизмом или диафорезом. Часто метаморфизм возникает в контакте с магматическими породами под влиянием высокой температуры магм и выделяющихся из них газообразных и жидких веществ (контактный метаморфизм). Иногда расплавленные жидкие массы проникают в метаморфизующиеся породы, еще более изменяя их состав привнесом жидкого материала (инъекционный метаморфизм), в результате чего получаются смешанные породы (мигматиты) (табл. XVII рис. 1, 2).

Типы метаморфизма, которые имеют место в земной коре, могут быть представлены в следующей сводке:

### *I. Автометаморфизм*

1. Автометаморфизм охлаждающихся магматических пород.

2. Диагенез стареющих осадочных пород.
3. Диагенез стареющих магматических пород.

### II. Аллометаморфизм без привноса

1. Термометаморфизм — под влиянием высокой температуры.

2. Динамометаморфизм:

а) под влиянием всестороннего гидростатического давления — статический;

б) под влиянием одностороннего давления — кинетический или собственно динамометаморфизм.

3. Ретроградный метаморфизм или диафторез, вызываемый понижением температуры или давления.

### III. Аллометаморфизм с привносом

1. Гидротермальный и пневматолитический контактный метаморфизм.

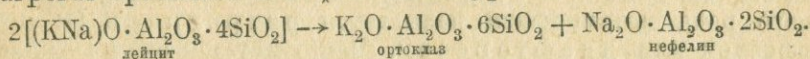
2. Инъекционный метаморфизм.

3. Региональный метаморфизм, обусловленный совместным действием высокого давления и высокой температуры.

### IV. Миматизация

Огромное значение имеет в процессе метаморфизации горных пород также время. Сильное давление, проявляющееся в течение сравнительно короткого промежутка времени, вызывает дробление пород и образование милонитов; наоборот, длительное проявление его, хотя бы и с меньшей силой, вызывает перекристаллизацию горной породы.

Автометаморфизм проявляется весьма различно. Сюда относятся процессы получения параморфных разностей, например переход кубических кристаллов лейцита в ромбические при температуре  $620^{\circ}$ , превращение лейцита в глубинных породах в агрегат ортоклаза и нефелина по уравнению:



Как следствие замещения ортоклаза плагиоклазом, содержащим меньше  $\text{SiO}_2$ , чем ортоклаз, получается избыток  $\text{SiO}_2$  в виде червевидных вростков кварца (мирмекит); очевидно, что чем более основным является плагиоклаз, тем больше получается свободной кремнекислоты.

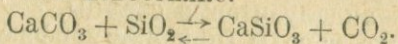
Автометаморфизм ведет также к образованию келифитовых оболочек вокруг зерен оливина и плагиоклаза в габбровых породах. Эти оболочки состоят внутри из пироксена, снаружи из актинолита с гранатом и шпинелью; более богатый кремнекислотой плагиоклаз отдает часть  $\text{SiO}_2$  бедному ему ортосиликату, превращая его в метасиликат; освобождающаяся  $\text{Al}_2\text{O}_3$  дает начало минералам, содержащим Al. Автометаморфизмом может быть объяснена и серпентинизация оливина. Газы и пары, которые содержатся в остывающих породах и выделяются при их по-

степенном охлаждении, способствуют образованию цеолитов в минералах базальтов, различных лав, превращению нефелина и содалита в гидронефелин.

Термометаморфизм проявляется различно на различных глубинах. Обусловлен он а) контактами с магматическими породами и б) опусканием горных пород на все большие глубины. Действие излившихся пород проявляется главным образом в удалении воды; основные результаты — переплавление горных пород, например песчаников в контакте с такими породами, как базальты. В контакте с глубинными породами изменения горных пород выражаются в перекристаллизации; а) без образования и б) с образованием новых фаз (минералов).

В контакте с глубинными породами известняки, не содержащие примесей, обычно перекристаллизуются, а следы первичного образования исчезают; получается более или менее крупнозернистый кристаллический известняк (мрамор).

В других случаях под влиянием высокой температуры может происходить процесс обменного разложения с образованием новых фаз. Характерным примером является взаимодействие кальцита и кварца с образованием волластонита и углекислоты в богатом кремнеземом известняке:



При постоянном давлении образуются соединения, поглощающие тепло.

При повышении давления образуются соединения, обладающие меньшим объемом (большим удельным весом).

Минералообразование во время термометаморфизма всецело зависит от химического состава исходного материала.

Гольдшмидт установил следующую последовательность появления различных контактных пород в окрестностях Осло по мере увеличения CaO в исходном материале:

1. Андалузит — кордиерит — альбитовый роговик.
2. Плагноклаз — андалузит — кордиеритовый роговик.
3. Плагноклаз — кордиеритовый роговик.
4. Плагноклаз — гиперстен — кордиеритовый роговик.
5. Плагноклаз — гиперстеновый роговик.
6. Плагноклаз — диоксид — гиперстеновый роговик.
7. Плагноклаз — диоксидовый роговик.
8. Гроссуляр — плагноклаз — диоксидовый роговик.
9. Гроссуляр — диоксидовый роговик.
10. Гроссуляр (везувиян) — волластонит — диоксидовый роговик.

В группах 1—6 почти всегда присутствует биотит, в 1-й — немного полевого шпата, R дает апатит;  $\text{TiO}_2$  — в 1-й группе рутил, в других — титанит.

Глинистые породы переходят в уплотненные глинистые сланцы и филлиты, иногда в сланцеватые роговики. Главные составные части их — кварц, биотит. Иногда появляются пор-

фибробласты — как бы порфириовидно выделенные скелетные кристаллы андалузита или кордиерита в особенно богатых  $Al_2O_3$  породах (андалузитовые или кордиеритовые роговики). В более глубоких горизонтах образуются иголки силлиманита, окислы железа исходной породы дают мелкие кристаллики магнетита, органическое вещество — скопления тонких чешуек графита. Появление в глинистых породах новых минералов в том или ином парагенезе (в одних случаях андалузита, в других — мусковита или биотита, и полевых шпатов) зависит также от того, какой состав имели те глины, которые подверглись преобразованию — каолинитовые, почти лишенные щелочей, монотермитовые, содержащие щелочи, или монтмориллонитовые и другие, обогащенные частично  $MgO$  и  $CaO$ .

Если исходная порода была близка к бокситам или к латеритам, может появиться корунд; присутствие небольшой примеси щелочей вызывает образование полевых шпатов.

Метаморфизм, характерный для контактов глинистых пород с гранитами в верхних частях земной коры, впервые описан Розенбушем, который установил следующую последовательность преобразования глинистых пород по мере приближения к гранитному массиву: глинистые сланцы — пятнистые сланцы — узловатые сланцы — андалузитовые сланцы.

Мергелистые породы (при метаморфизме) часто дают начало эпидоту, ближе к контакту — волластониту и, наконец, гроссуляру; кремнекислота дает иногда кристаллики кварца.

Чистые известняки не дают новообразований. Наблюдаются только изменения их структуры: плотный известняк — мелкозернистый известняк — мрамор — крупнозернистый мрамор. Примеси органического вещества дают графит, окислов железа — гематит (гидрогематит); сера, содержащаяся в органических веществах, дает пирит.

Большинство известняков содержит более или менее значительное количество примесей ( $MgO$ ,  $FeO$ ,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и др.). Поэтому в них образуется ряд контактных минералов: гранат, тремолит, актинолит, роговая обманка, диопсид, волластонит, везувиян, цоизит, эпидот; они часто обуславливают сложность мраморов. Эти новообразования без привноса происходят редко и связаны обычно с удалением  $CO_2$ , значительно уменьшающим общий объем породы.

В богатых доломитом известняках образуется ряд контактных магнезиальных минералов: форстерит, монтичеллит, антофиллит, флогопит, нередко гумит и хондродит. Обычно наблюдается интенсивная дедоломитизация, связанная с тем, что, в то время как  $CaCO_3$  является сравнительно устойчивым соединением,  $MgCO_3$  легко дает новые соединения с другими окислами с одновременным выделением  $CO_2$ . Так, в присутствии  $Al_2O_3$  образуется шпинель —  $MgO \cdot Al_2O_3$ , без  $Al_2O_3$  образуется брусит —  $Mg(OH)_2$  или периклаз —  $MgO$ . В конечном итоге доломит или дедоломитизированный известняк превращается в агрегат чистого

кальцита и ряда магнезиальных минералов (дедоломитизация). При понижении температуры ряд магнезиальных силикатов, в первую очередь форстерит, превращается в серпентин (офикальцит).

Песчаники изменяются слабо, преобразуясь в плотные кварциты. В присутствии примесей, в зависимости от их характера, образуются минералы, появляющиеся также в глинистых и карбонатных породах. Так, например, образуются кварциты силлиманит-биотитовые, графитовые, из мергелистых песчаников — кварциты с волластонитом и гранатом.

Древние магматические породы в общем изменяются мало. Обычно пироксены превращаются в амфиболы, за исключением геденбергитовых авгитов, богатых окислами железа, которые почти совершенно не изменяются и в некоторых случаях сами являются контактными минералами. Характерно также значительное развитие биотита. Из основных пород нередко образуются диабазовые роговики, представляющие собой спутанно-волокнистый агрегат роговой обманки и биотита с примесью зерен полевого шпата, иногда также с кристаллами уралита. Выделяющийся при сосюритизации плагиоклазов альбит либо образует самостоятельные зерна, либо дает начало натровым амфиболам. В гнейсах иногда вместо биотита и граната образуется смесь шпинели и гинерстена.

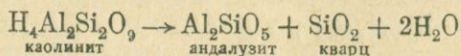
В процессах метаморфизма играют роль два закона:

1. Закон температур. Повышение температуры вызывает образование тех минеральных ассоциаций, которые поглощают тепло (отрицательная тепловая реакция). Понижение температуры вызывает образование минеральных ассоциаций, выделяющих тепло (положительная тепловая реакция). Этот закон в особенности приложим к термометаморфизму.

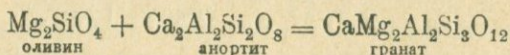
2. Закон объемов. Повышение давления вызывает реакции, связанные с уменьшением объема. Этот закон в особенности приложим к динамометаморфизму.

Оба закона применимы во всех остальных видах метаморфизма.

Пример закона температур:



Пример закона объемов:



$$\text{Молекулярный объем} = \frac{\text{Молекулярный вес}}{\text{Удельный вес}}$$

Оливин — 43,9	}	сумма 145
Анортит — 101,1		
Гранат —		

Разница      24

Тот же закон объемов приложим к горным породам, которые при высоком давлении преобразуются в агрегаты минералов с наименьшим молекулярным объемом, и, следовательно, стремятся занять возможно меньшее пространство. Примеры даны Бекке:

Диабаз может переходить в амфиболит

Диабаз (лабрадор, авгит, титанистый железняк)		Амфиболит (кислый плагиоклаз, роговая обманка, гранат, титанит, кварц)	
Анортит $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	303,3	Гранат $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$	125,8
Альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	100,3	Альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	100,3
Авгит $3\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$	204,0	Роговая обманка $\text{Mg}_3\text{CaSi}_2\text{O}_{12}$	135,0
		Титанит $2\text{CaSiTiO}_5$	140,5
Титанистый железняк $2\text{FeTiO}_3$	68,4	Кварц $\text{SiO}_2$	111,5
			22,8
Молекулярный объем		Молекулярный объем	
	676,0		635,9

Динамометаморфизм (или дислокационный метаморфизм) связан, с одной стороны, с увеличением давления по мере погружения горных пород на все большую глубину, с другой стороны, с тектоническими процессами. На больших глубинах действие давления и действие температуры могут уравновеситься.

Действие давления: а) вызывает раздробление породы и, следовательно, облегчает преобразование породы; б) обуславливает образование минералов с наибольшим удельным весом; в) обуславливает образование сланцеватой структуры (направление роста кристаллов, их форму и т. д.).

В земной коре давление может быть двоякого рода: а) гидростатическое (простое давление), обусловленное тяжестью вышележащих слоев, и б) одностороннее давление (стресс, сдвливание), вызываемое горобразовательными процессами.

Если принять удельный вес горных пород равным 2,6—2,8, то гидростатическое давление на  $1 \text{ см}^2$  возрастает с глубиной в следующей последовательности:

На глубине 100 м	26— 28 кг
»    »    1 км	260— 280    »
»    »    10    »	2 600— 2 800    »
»    »    20    »	5 200— 5 600    »
»    »    40    »	10 400—11 200    »

Под влиянием гидростатического давления, действующего по всем направлениям в общем с одинаковой силой, из плотных или мелкозернистых пород могут получиться массивные породы, иногда крупнозернистые. Во всяком случае действие этого давления само по себе не особенно велико.

Сдвливание, с одной стороны, вызывает различного рода нарушения напластования в земной коре (дислокации), в процессе которых образуются складки, происходят сбросы и т. д.

С другой стороны, оно может вести к образованию трещин внутри горных пород и к раздроблению этих последних; при высокой температуре и в присутствии воды оно вызывает также и перекристаллизацию горных пород; сдавливание может также повышать температуру внутри горных пород.

Раздробление горных пород (катаклазирование) достигает иногда значительной степени. В горных породах, содержащих кварц, зерна этого минерала вследствие сдавливания сперва приобретают более или менее резко выраженное волнистое угасание, затем превращаются в агрегат неодинаково ориентированных более мелких зерен. То же происходит и с пироксенами, амфиболами, полевыми шпатами и другими минералами, хотя раздробление этих минералов обыкновенно слабее, чем кварца. Листочки слюды при этом изгибаются и расщепляются по спайности, двойниковые полоски кальцита также могут очень сильно изгибаться. Одновременно в массивных породах часто появляется сланцеватое сложение, перпендикулярное к направлению сдавливания. При более сильном сдавливании горная порода, первоначально более или менее крупнозернистая, превращается иногда в плотный агрегат, в котором отдельные зерна обладают ничтожными размерами (милонитовая структура). В такой плотной основной массе, то массивной, то чаще сланцеватой, присутствуют отдельные уцелевшие зерна тех или иных минералов, чаще всего полевого шпата, в виде как бы вкрапленников, так называемые порфиробласты. Получаются породы, часто напоминающие порфиоровые и носящие название порфиритов, если они явились как результат преобразования иных пород, например гранитов и др. При дальнейшем сдавливании могут произойти некоторые изменения в минералогическом составе: образуются листочки серицита, хлорита, зерна и волокна роговой обманки и т. д. При ясно выраженной сланцеватой структуре получают псевдофельзитовые сланцы; отчасти сюда же относятся так называемые зеленые сланцы.

В других случаях, именно при содействии растворителей, в горных породах, подвергающихся действию сдавливания, происходят химические и минералогические преобразования, не сопровождаемые раздроблением. Для объяснения такого рода преобразований можно применить принцип Рике, согласно которому температура сдавливания вещества понижается, а растворимость его, если растворитель присутствует, увеличивается в направлении давления. Поэтому в направлении сдавливания вещество минералов может растворяться, в направлении перпендикулярном — снова отлагаться; благодаря таким ничтожным перемещениям вещества горная порода с течением времени медленно деформируется, как если бы она была пластична. Так происходят преобразования горной породы без излома. Под действием сдавливания отдельные минералы постепенно приобретают столбчатую или пластинчатую форму и располагаются своей длиной или поверхностью пластинки перпендикулярно

к направлению сдавливания; получается кристаллизационная сланцеватость породы. Во время этих перемещений вещества минералы могут изменять свой состав и переходить в совершенно новые. Так, авгит преобразуется в роговую обманку, часто уралитовую, ортоклаз превращается в мусковит и кварц. Происходит обмен вещества между группами минералов: из агрегата плагиоклаза и авгита получаются альбит, эпидот, кварц и т. д.

Эта перекристаллизация происходит особенно энергично в том случае, если в то же время и температура горных пород особенно высока (высокая температура повышает пластичность их), с другой стороны, если присутствуют в большем или меньшем количестве вода или минерализаторы, также под влиянием близко расположенных магм. Наиболее легко поддается расположению перпендикулярно к направлению давления и перекристаллизации ряд таких минералов, кристаллы которых обладают весьма совершенной спайностью и пластинчатым характером: слюды (биотит, мусковит, серицит), хлориты, в некоторых случаях хрущкие слюды или волокнистые и столбчатые минералы, например амфиболы, силлиманит (волокнистая разновидность его фибролит).

С другой стороны, перекристаллизация ведет к образованию новых минералов. Серицит укрупняется и переходит к мусковит, андалузит в присутствии небольшого количества щелочей также преобразуется в агрегат мусковита. Авгиты часто превращаются в биотит (при всестороннем давлении, наоборот, биотит преобразуется в пироксен). Минералом, типичным для динамометаморфизма, является тальк.

Обычно он образуется под действием горообразующих сил и иных причин на магнезиальные силикаты — оливин, серпентин, иногда также пироксены и амфиболы; в некоторых случаях он получается при образовании доломита и магнезита, когда к ним имеет доступ кремнекислота.

К столбчато-волокнистым минералам, образующимся при динамометаморфизме, относятся: тремолит, получающийся из диопсида; актинолит — из салита; зеленая роговая обманка — из авгита; антофиллит — из смеси оливина и плагиоклаза; нефрит — из серпентина.

**Пьезокристаллизация.** Вейншенк выдвинул положение, что в том случае, когда магма кристаллизуется во время горообразования, одностороннее давление может вызывать расположение выделяющихся таблитчатых, пластинчатых, удлинённых кристаллов минералов (биотита, мусковита, полевых шпатов, амфиболов и др.) по преимуществу перпендикулярно к направлению давления. Это происходит не в жидкой магме, в которой действует только гидростатическое давление, но в магме, уже частично кристаллизованной.

В связи с процессами динамометаморфизма, происходящими одновременно с остыванием магмы, Бекке и другими был вве-

ден термин протоклаз: под сильным давлением минералы дробятся уже в периоде их кристаллизации или остывания; магматическая порода часто приобретает полосчатую структуру. Кристаллобластез наблюдается при дроблении пород тотчас после их кристаллизации. Оба термина охватывают по существу одно и то же понятие.

**Ретроградный метаморфизм или диафторез.** Когда породы в геосинклиналях опускаются постепенно на все большую глубину, происходит ряд преобразований этих пород, как указано было ранее, например в таком направлении: глина — сланцеватая глина — глинистый сланец — филлит — серицитовый сланец — слюдяной сланец — слюдяной гнейс. При обратном продвижении тех же пород вверх, вызванном процессами горообразования и денудации, горные породы, образовавшиеся на глубине, преобразуются в новые — так называемые диафториты, а самый процесс называется диафторезом. В Альпах нередко находят филлиты, филлитовые гнейсы, серицито-хлоритовые сланцы и другие породы, которые образовались из метаморфических пород глубоких зон (гнейсов).

**Гидротермальный и пневматолитический метаморфизм.** К гидротермальному метаморфизму относится преобразование ряда горных пород различного происхождения, которое сопровождается образованием новых минералов, часто с гидроксидами или водой, и в ряде случаев интенсивным рудообразованием.

Так как передвижение горячих вод идет по преимуществу по трещинам, то наиболее интенсивно изменения такого рода происходят в боковых породах, соприкасающихся с минеральными или рудными образованиями. Сюда относятся пропилитизация, алунитизация, серицитизация, окварцевание и другие изменения боковых пород.

Пропилитизация происходит в юных излившихся породах (лапариты, трахиты, дациты, андезиты) и сопровождается образованием рудных месторождений серебра и золота — в Венгрии, Америке, Японии и в других местах. Наряду с водой видную роль как минерализатор играет также ионизированный  $H_2S$  ( $H_2S \rightleftharpoons H + HS$ ), вызывающий интенсивное образование сульфидов и гидросульфидов. Первичная порода обесцвечивается, делается мягкой, переходит в агрегат пирита с хлоритом, эпидотом, кварцем, адуляром, алунитом, кальцитом, баритом и получает название пропилита.

Алунитизация очень близко стоит к пропилитизации. Обусловлена она водами, содержащими ионы  $SO_4$ , однако не щелочными, как в первом случае, но кислыми, содержащими серную кислоту. Процесс сопровождается юные вулканические излияния, часто независимо от их рудоносности. Выщелачиваются в большей или меньшей степени  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $Na$ ; порода обогащается плотным алунитом —  $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$ . Более всего при этом

преобразуются полевые шпаты; появляются опал и кварц, иногда также каолинит, диаспоры, серицит.

Железисто-магнезиальные силикаты сперва переходят в хлорит, затем замещаются агрегатом кварца и серицита. В том случае, когда серицитизация происходит вдоль рудных жил, в серицитизированных породах могут проявляться, в зависимости от состава рудного тела, пирит, медный колчедан, мышьяковый колчедан и др. Серицитизация происходит часто и независимо от процессов гидротермального метаморфизма.

Реже наблюдается биотитизация, происходящая при более высокой температуре, чем серицитизация, часто одновременно с образованием турмалина. Видную роль играет здесь  $\text{CO}_2$ . В случае привноса калия часто образуется ортоклаз, в случае привноса натрия — альбит.

Доломитизация нередко связана с жильными и метасоматическими рудными месторождениями среди известняков, например цинка, свинца и др., в некоторых случаях сопровождается образованием магнезитов (Восточные Альпы).

Огромную роль играет также окварцевание, связанное с выносом щелочей и других сравнительно легко растворимых соединений и замещением их кремнекислотой, с преобразованием магматических пород, например кварцевых порфиров, во вторичные кварциты. Одновременно в ряде случаев идет интенсивный процесс рудообразования. Образуются вкрапленные руды, например в ряде районов Закавказья, Прибалхашья. Таковы Коунрад и другие крупнейшие месторождения меди, аналогичные вкрапленным вторичным кварцитам США.

Часто происходят также каолинизация, гидратизация, связанные с выщелачиванием всех компонентов, кроме  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , и присоединением воды.

Пневматолитический метаморфизм также сопровождается часто очень крупным привносом. Метаморфизм этого типа, тесно связанный с термометаморфизмом, представляет глубокий интерес с точки зрения рудообразования. В ряде случаев наблюдается приток металлов и их соединений к областям контактного метаморфизма, дающий начало часто крупным рудным месторождениям.

Глубинный (региональный) метаморфизм. На глубине, в зависимости от присутствия не вполне остывших магматических массивов, повышаются как давление, так обычно и температура. Наличие ряда минералов, которые при нагревании способны выделять воду (например, глинистые), и особенно высокие температуры, частью связанные с приближением к магматическим бассейнам, вызывают все виды метаморфизма — динамометаморфизм, термометаморфизм контактный и иные. Совокупность различных видов метаморфизма объединяется под названием регионального метаморфизма, так как он пользуется широ-

ким распространением в земной коре, или глубинного, так как он усиливается с глубиной.

Впервые выдвинул мысль о различных глубинных зонах метаморфизма Седергольм в 1891 г. (Хельсинки). Почти одновременно с ним Бекке в Вене, Грубенман в Дюрихе пришли к выводу, что в земной коре можно выделить в конечном итоге четыре основные глубинные зоны, с различными условиями температуры  $T$  и давления  $P$  и в то же время с различными минералогическим составом и различным характером изменений химического состава в связи с привнесением новых веществ.

Первые три зоны получили названия: верхняя — эпизона, средняя — мезозона, более глубокая — катазона. Во всех трех зонах процессы метаморфизма происходят в условиях твердой фазы.

Четвертая, наиболее глубокая зона, выделенная Седергольмом, носит название зоны палингенеза или магматизации, где процессы метаморфизма происходят в условиях особенно высоких температур и появления жидкой фазы (плавления).

Эпизона находится на сравнительно незначительной глубине и соответственно в условиях небольших давлений и температур. Для этой зоны характерными (типоморфными) являются минералы, большей частью содержащие гидроксил (ОН): по Грубенману — хлоритоиды, хлорит, эпидот, цоизит, серицит, биотит, антигорит, роговая обманка, глаукофан; кроме того, по Грубенману и Ниггли (1924 г.), — актинолит, тальк, парагонит и др.; одновременно сохраняются также особенно устойчивые минералы, как альбит, гранат. Частично происходит дробление минералов (катаклазирование). В этой зоне развивается действие одностороннего давления (стресса) с образованием часто сланцеватой структуры.

Мезозона отличается средними давлением и температурой. В этой зоне, наряду с минералами, содержащими ОН, как антофиллит, грюнерит, актинолит, роговая обманка, эпидот, цоизит, мусковит, биотит, щелочные роговые обманки, флогопит, развиваются и лишённые ОН — дистен, ставролит, альмандин, пироп, богатый альбитом плагиоклаз и др. Развивается также сланцеватая структура, но более слабо выраженная, чем в эпизоне.

В катазоне процессы метаморфизма происходят при высоком гидростатическом давлении и ослабленном стрессе, и при высоких температурах, приближающихся к температурам плавления породообразующих минералов. Сланцеватость пород ослабляется, а сами породы приобретают пластичность. Типоморфные минералы — силлиманит, альмандин, ортопироксен, оливин, клинопироксены, пироп, кордиерит, шпинель, анортит, альбит, жадеит, калиевый полевой шпат, биотит, эгирин, андалузит, хондрит, роговые обманки, волластонит, флогопит, андрадит, везувиан, сканолит и др.

Кроме того, имеются минералы, устойчивые при различных условиях температуры и давления. К их числу относятся главным образом кварц, рутил, титанит, магнетит, кальцит, альбит. Эти минералы можно назвать минералами космополитами или эвризональными. Все они лишены ОН.

Зона палингенеза (магматизации) характеризуется особенно высокой температурой, при которой породы разного рода могут переходить в расплавленное состояние и приобретать текучесть, иногда значительную легкоподвижность.

Получается тот тип метаморфизма, который может наблюдаться также в контактах магматических пород с другими породами. Как в области магматизации, так и в области глубинных контактов происходят процессы мигматитизации, т. е. смешения расплавленных и нерасплавленных осадочных и новомагматических или магматических пород. Зона эта получила название зоны мигматитизации.

**Инъекция и ассимиляция.** В процессе контактного метаморфизма, главным образом в контакте с гранитными и близкими к ним магмами, наряду с привнесением летучих веществ, нередко происходит также внедрение легкоподвижных жидких частей магмы, изменяющих в большей или меньшей степени состав тех пород, которые подвергаются глубокому преобразованию. Такого рода процесс носит название инъекции. Глубокое преобразование, связанное с инъекцией, называется инъекционным метаморфизмом. Обычно этот метаморфизм сопровождается другими видами метаморфизма, входя в состав регионального метаморфизма.

Внедрение жидкого тела в окружающие сланцеватые или слоистые породы может происходить по сланцеватости или слоистости. Это так называемая послойная инъекция, благодаря которой образуются полосчатые и очковые гнейсы, носящие общее название микстогнейсов (если твердая порода была первично осадочной), полосчатые амфиболиты и другие породы.

Однако не всегда очковые и полосчатые породы образуются путем внедрения посторонних материалов; в некоторых случаях этот процесс происходит в самой породе. Поэтому различают вениты, когда полосчатая или очковая структура обусловлена процессом перекристаллизации твердой породы при высокой температуре, вызванной горообразующим давлением, и артериты, обусловленные внедрением посторонних жидких тел (из магмы).

В ряде случаев инъекция происходит по неправильным трещинам, с внедрением в инфицируемые породы жил, раздвиганием и разъеданием обломков. В конце концов получаются остроугольные обломки, рассеянные в большем или меньшем количестве в жидкой массе (эруптивные брекчии).

Одновременно происходит более или менее значительное растворение обломков, попавших в магму (кссенолитов), их

перекристаллизация и ассимиляция, в результате чего они постепенно округляются, расплываются после охлаждения в темные расплывчатые пятна на более светлом фоне инъцированной породы. Такого рода образования называются небулитамн.

В обоих случаях (и при послонной инъекции и при образовании небулитов) получают новые породы — мигматиты, представляющие собой смесь инъцируемой породы и магмы. Мигматиты играют особенно крупную роль в докембрийском комплексе пород (табл. XVII).

При дальнейшем переплавлении и ассимиляции происходит настолько полное слияние обеих масс, что в случае внедрения, например, гранитной магмы после затвердевания получается гранитовидная масса. Сюда относится магматизация разного рода, гранитизация и т. д. (табл. XVIII, рис. 1).

Одновременно с инъекцией силикатных масс нередко происходит того же типа инъекция рудных тел — магнетитовых, титано-магнетитовых, серноколчеданных, медноколчеданных, пирротиновых и др., с образованием иногда крупных месторождений, имеющих огромное практическое значение.

Волластонит никогда в этих условиях не образуется. Следовательно, температура недостаточно высока для того, чтобы могло происходить соединение  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$  (т. е. реакция между кварцем и кальцитом).

Плагиоклаз входит во взаимодействие с кальцитом и дает начало цоизиту или скаполиту; всегда образуется основной скаполит, а не кислый, в этих условиях неустойчивый.

Везувиан встречается очень редко, обычно он замещен гранатом и эпидотом.

Эти данные говорят, по мнению некоторых петрографов, в пользу того, что максимальная температура такого рода метаморфизма вряд ли выше  $600^\circ$ .

Ультраметаморфизм, ведущий к расплавлению пород и при охлаждении к полной перекристаллизации их, получил название также анатексиса (повторного построения).

Анатексис обычно связан с гранитными батолитами, притом такими, в которых скопились значительные количества газов и паров под значительным давлением. В результате и самые граниты приобретали характер гельсинкитов, т. е. гранитов с первичным парагенезисом альбит + эпидот, в некоторых случаях микроклин + эпидот (К-гельсинкит).

Насколько легко поддаются пластичному изменению структуры и текстуры пород на достаточных глубинах, показывает так называемый птгматит — инъцированный аддитом гн йс, смятый в чрезвычайно сложные складки (табл. XVIII, рис. 2).

Следует отметить, что Седергольм и Ниггли уже в 1942 г. относились к термину „глубинная зона“ формально, утверждая, что существуют аномальные условия, при которых в земной коре естественная смена зон может быть полностью нарушена.

В то время как эпизона сохраняется без изменения, минералогический состав мезозоны носит часто переходный характер благодаря одновременному присутствию в ней типоморфных минералов как эпизоны, так и катазоны. Катазона в основном характеризуется высокой температурой метаморфизма, а давление может быть как низким, так и высоким. К катапородам могут поэтому относиться также и продукты нормального контактного метаморфизма внутренней зоны перимагматического контактного метасоматоза.

### ГЛУБИННЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ПО БАРРОУ И ТИЛЛЕЮ

До того, как разработали учение о глубинных зонах Бекке и Грубенман, шотландец Барроу предложил выделять метаморфические глубинные зоны по минералам-показателям. Он выделил эти зоны в результате петрологических исследований и картирования зон в геосинклиналях. Это учение долгое время оставалось неизвестным петрографам других стран, тогда как ряд шотландских петрографов применял это учение на практике (Байлей, Тиллей, Рид).

Для метаморфизма глинистых пород различных систем, развитых в геосинклиналях Шотландии, Барроу, а позже Тиллей (1925 г.) выделили следующие типоморфные минералы.

Не метаморфизованные глинистые сланцы отличаются примесью катакластической слюды. Их сменяет хлоритовая зона, в которой, кроме хлорита, присутствуют также альбит, серицит (наиболее слабая степень метаморфизма).

На следующей стадии появляется биотит. В этой биотитовой зоне присутствуют также альбит, хлорит, серицит, позже альмандин.

Увеличение содержания альмандина приводит к более сильно метаморфизованной альмандиновой зоне с альбитом и слюдой.

Последнюю зону сменяют зоны ставролитовая, дистеновая, часто смешанные друг с другом.

Крайняя степень метаморфизма проявляется в силлиманитовой зоне (минерал-показатель-силлиманит).

Структура пород становится более крупно зернистой. Появляются калиевый полевой шпат и плагиоклаз, более богатый анортитом. Порода приобретает гнейсовидную структуру, характерную для ортогнейса. Сохраняется альмандин, но одновременно с ним развивается кордиерит. Происходит все более интенсивное внедрение высокотемпературных гранитных магм в виде прожилков, жил и в более крупных размерах.

Глинистые сланцы Шотландии относятся к наиболее показательным породам для выделения глубинных зон благодаря присутствию в них вышеуказанных минералов-показателей.

Иные минералы-показатели присутствуют в метаморфизованных мергелистых осадках и в основных зеленокаменных породах.

Рид выделяет, с одной стороны, ассоциации минералов, образовавшихся в одинаковых условиях, в изофизические серии, а с другой — ассоциации минералов сходного химического состава — в изохимические серии, причем изофизические серии соответствуют минеральным фациям.

Впервые учение о физико-химических равновесиях применил к петрологии метаморфических пород Гольдшмидт (1911 г.), изучая метаморфизованные роговики окрестностей Осло. Те же закономерности установил Эскола (1915 г.), изучая метаморфические породы Ориерви (Финляндия). Здесь в качестве стабильных отмечаются другие минералы: вместо пироксенов района Осло — амфиболы.

### МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ПО ЭСКОЛА

Эскола было сформулировано следующее положение:

„В метаморфической формации, горные породы которой достигли химического равновесия, при одних и тех же не изменяющихся условиях температуры и давления, минералогический состав каждой породы определяется только ее общим составом“.

На основании этого положения понятие о минеральных фациях Эскола (1939 г.) определяет следующим образом:

„В определенной фации объединяются те породы, которые при одинаковом общем составе имеют одинаковый минералогический состав; последний, однако, при изменении общего состава изменяется, согласно определенным правилам“.

Не только на метаморфические, но и на некоторые магматические породы можно смотреть, как на минеральные фации. Так, гранит часто имеет тот же минералогический состав, как и гнейс, независимо от того, является ли он первично осадочным (парагнейс) или магматическим (ортогнейс) образованием. Поэтому Эскола придает понятию „минеральная фация“ более широкое толкование. Деление горных пород на минеральные фации, согласно Эскола, не зависит от их происхождения, кристаллизуются ли они непосредственно из магмы или образуются путем метасоматоза: основное значение для принадлежности к данной минеральной фации имеет минералогический состав при одинаковом химическом составе.

Эскола сделал первую попытку (1921 г.) разделить породы по минеральным фациям. Его принцип применяли далее и другие петрографы.

Теоретически учение о минеральных фациях основывается на принципах Бекке и Грубенмана, практически оно углубляет эти принципы и вносит большую ясность в понятие о делении на глубинные зоны. В настоящее время термины

„эпизональный“, „мезозональный“ опираются в основном на минеральные фации, на минералогический состав рассматриваемых горных пород, а не на горизонт, в котором они преобразуются. Остается неизменным то положение, что глубинный метаморфизм зависит от температуры, но это не является правилом. Далекое не всегда, например, гнейсы, наиболее глубоко измененные продукты образования пород древнейшего докембрийского возраста, относятся к катазоне, как это полагал Грubbенман. В действительности большая часть метаморфических архейских пород, судя по их минералогическому составу, согласно Эскола, относится к продуктам мезозоны и эпизоны.

Деление на глубинные зоны было принято исходя из того, что основную роль играют региональный метаморфизм и контактно метаморфизованные роговики, не относимые к катазоне. На деле крайне высокотемпературный термометаморфизм в чистом виде иногда проникает в покровные горы, а действие летучих, присущее плутоническому и инъекционному метаморфизму, становится „мезозональным“ или „эпизональным“. Наоборот, деление на минеральные фации охватывает все кристаллические породы, включая и магматические, если только их минералогический состав соответствует определенной фации.

Деление на глубинные зоны не имеет гибкого характера. В действительности мезозона носит переходный характер: в состав ее входят минеральные ассоциации как катазоны, так и эпизоны. Эти две зоны также содержат в себе крайне разнообразные минеральные фации одновременно. Такие пары изохимических пород, резко различные минералогически, как эклогиты и диабазовые роговики, глаукофановые сланцы и альбит-хлорит-эпидотовые сланцы, помещаются первая в катазону, последняя в эпизону.

Петрологически понятие о глубинных зонах вытекает из самого термина, но глубину образования породы нельзя установить одним только изучением минеральных фаций.

Эскола выделяет среди типоморфных минералов Бекке критические компоненты и минеральные ассоциации, присутствие которых решает вопрос о принадлежности данной минеральной фации к определенному типу. Часто присутствуют также реликты, стабильные при изменениях  $P$  и  $T$ , и нестабильные компоненты, исчезающие при этих изменениях.

Так, плагиоклаз габбро, диабаза или базальта — стабильный реликт, когда мы его находим в метаморфизованном амфиболите. Кварц сохраняется как „космополит“ почти при всех видах метаморфизма. Наоборот, авгит тех же пород — нестабильный реликт, и остатки его легко в амфиболитах исчезают, преобразуясь в уралит, продукт сложного химического процесса. Диоксидовый авгит устойчив, сохраняясь в амфиболитах, но при сравнительно значительном содержании  $Al_2O_3$  переходит в уралит [отношение  $Ca : (Mg, Fe) = 2 : 5$ ]. Чистый диоксид — устойчивый реликт [в нем отношение  $Ca : (Mg, Fe) = 1$ ].

Тот же характер носят псевдоморфозы серицита по андалузиту в слюдяных сланцах, слюда и хлорит — псевдоморфозы по кордиериту и др.

Такие минералы, которые хотя и стабильны порознь, но не могут существовать рядом, можно назвать необщественными. Так, не сохраняются рядом мусковит и роговая обманка, диопсид и биотит, силлиманит в кордиерит-антофиллитовой породе.

Если же такой „необщественный“ минерал все же сохраняется, окруженный реакционной оболочкой, он может быть назван реликтом с защитной оболочкой (панцырем) или бронированным реликтом.

**Систематика минеральных фаций.** Каждая отдельная минеральная фация обычно характеризуется наиболее типичным для нее критическим минералом. Легче всего выделять типичные минералы для габброидных пород, где от фации к фации сменяются такие чувствительные к изменениям физико-химических условий минералы, как пироксен — амфибол — эпидот — хлорит. Для гранулитовой фации характерен комплекс минералов, типичных для гранита (кварц — полевые шпаты — биотит), отсюда и сама фация получила свое название. Для санидинитовой фации типичен санидин, который образуется при тех же физико-химических условиях (высокая температура и низкое давление), как и другие аналогичные вулканогенные породы и связанные с ними минеральные ассоциации. Своеобразный физико-химический характер носит также ассоциация минералов в эклогитовой и глаукофановой фациях, для которых типичны минералы высокого давления (гранат при более высоких, глаукофан при более низких температурах).

Ниже приводится классификация минеральных фаций по Эскола (табл. 55).

Таблица 55

Классификация минеральных фаций (по Эскола)

		→ Падающая температура	
		Магматические фации	Метаморфические фации
↓ Повышающееся давление ↓	Санидинитовая		Образование цеолитов
	Диабазовая		
	Пироксен-роговиковая	Амфиболитовая	Эпидот-амфиболитовая
	Габбровая	Амфибол-габбровая	Зеленосланцевая
	Гранулитовая		
	Эклогитовая	Глаукофан-сланцевая	

Для рядов по абсциссам (стрелка слева направо) характерны температурные изменения; что касается рядов по ординатам, связанных с давлением (стрелка сверху вниз), то не все здесь пока выяснено.

Для отнесения горных пород к той или иной минеральной фации особенно важное значение имеет установление характера и относительного количества слагающих их минералов; это наиболее ясно вытекает из их химического состава. Для того, чтобы получить для каждой из минеральных фаций особенно ясную картину, Эскола пользуется соответствующими диаграммами, на которые наносятся результаты перечислений химических анализов. Эти диаграммы могут составляться только для тех случаев, когда число компонентов не превышает трех. Диаграмма представляет собой равносторонний треугольник, в углах которого помещается 100% одного из трех компонентов.

Обычно предполагают наличие избытка  $\text{SiO}_2$ . В вершинах треугольника помещают: в одной —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , не связанную с Na или K, обозначая ее *A*, в другой —  $\text{CaO}$  (*C*), в третью —  $(\text{MgFe})\text{O}$  (*F*). Этим способом выражают главнейшие силикатные минералы, за исключением Na- и K-силикатов.

При вычислении значений ACF из FeO вычитают 50%, идущие на ильменит, из общей суммы  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  вычитают на магнетит 70% (и 30% FeO), на титанит 30% CaO, из  $\text{Al}_2\text{O}_3$  вычитают  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Таким образом получают:  $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ ;  $C = \text{CaO}$ ;  $F = (\text{Mg, Mn, Fe})\text{O}$ . Сумму  $A + C + F$  перечисляют на 100.

При пересчете данных химических анализов весовые проценты перечисляют на молекулярные числа. Последние не перечисляются на 100.

**Описание минеральных фаций.** Для санидинитовой фации характерны наибольшая температура при наименьшем давлении (около 1 атм), т. е. условия образования вулканических (излившихся) пород.

Типичные (критические) минералы (твердые растворы) — санидин, клиноэнстатит, диоксид, геденбергит (так называемые энстатит-авгиты).

В этой фации проявляются в большей или меньшей степени пневматолитовые и гидротермальные процессы.

Характерно, что при синтезе (Mg, Fe)-метасиликатов в лаборатории образуются моноклинные формы, редко ромбические, а в природных условиях — обычно ромбические. Все же клиногиперстены и клиноэнстатиты присутствуют иногда, например в чарнокитовых гранитах Украины. Как показал впервые Валь, в естественных породах, например в некоторых базальтах, диабазов и особенно в метеоритах, присутствуют твердые растворы  $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3 \cdot n\text{Ca}(\text{Mg, Fe})(\text{SiO}_3)_2$ .

В санидинитовой фации отсутствуют стабильные гранаты. Поэтому волластонит может присутствовать одновременно с анортитом, что обычно и наблюдается в вулканических выбросах.

На диаграмме  $ACF$  (рис. 90) показано распределение минералов, типичных для санидинитовой фации, а на диаграмме  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$  (рис. 91) показаны фазовые комбинации той же фации.

Стабильными являются семь трехминеральных комбинаций, которые расположены в углах второстепенных треугольников. В вулканических включениях наблюдается комбинация силлиманит — шпинель, в сухих расплавах взамен силлиманита наблюдается муллит ( $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ ).

Только в богатых  $CaO$  сухих метаморфических системах этой фации развиваются мелилит, монтичеллит и аналогичные минералы.

В диабазовой фации, параллельной санидинитовой, существует почти идеальное равновесие между плагиоклазом и энстатитом (авгитом). Единственным признаком некоторой неполноты этого равновесия является зонарная структура плагиоклаза. Причина этой неполноты лежит в предполагаемом переохлаждении и изотермической кристаллизации.

Пироксен-роговиковая (роговиковая) фация лишена критических минералов, так как все минералы этой фации присутствуют и в других фациях. Имеется лишь критическая ассоциация гиперстен — диопсид, как и в гранулитовой фации. Установленная Гольдшмидтом в районе Осло (1911 г.), позже она была обнаружена во многих других местах земной коры (во внутренних приконтактных зонах лакколитовидных эруптивных масс покровных гор).

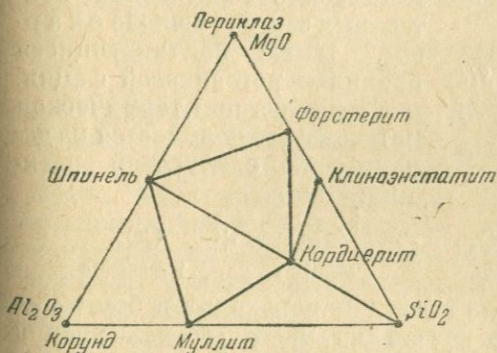


Рис. 91.  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ -диаграмма санидинитовой фации.

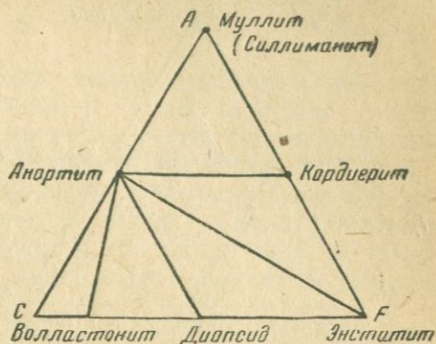


Рис. 90.  $ACF$ -диаграмма санидинитовой фации.

Классификация Гольдшмидта применялась в ряде научных работ. Схема его приведена на стр. 345. Во всех классах может присутствовать также и калиевый полевой шпат. Возможные минеральные ассоциации изображены на рис. 92 и 93. Может присутствовать также и биотит. Положение этого минерала на диаграмме находится в зависи-

мости от содержания в нем  $(Mg, Fe)O$ , а также и относительного содержания в породе отсутствующих на диаграмме  $K_2O, H_2O$ .

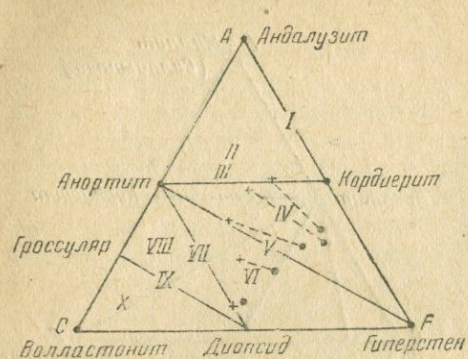


Рис. 92. ACF-диаграмма роговиковой фации.

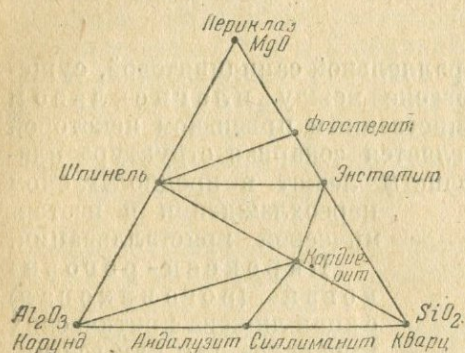
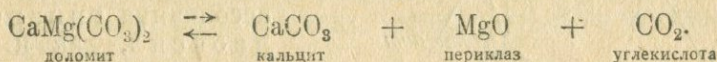


Рис. 93.  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ -диаграмма роговиковой фации.



Периклаз легко присоединяет воду и переходит в бруцит —  $Mg(OH)_2$ . Бруцитовый мрамор назван по месту его нахождения около Предаццо в Тироле предаццитом. Такие мраморы известны также и в Алайском хребте в районе Киргиз-Ата.

Нормальная глубинная габбровая фация, тождественная с роговиковой, хорошо развита среди глубинных магматических пород.

В амфиболитовой фации устойчивы одновременно амфибол и анортит. Поэтому критическая ассоциация для этой фации — роговая обманка — плагиоклаз. Это наиболее распространенная из минеральных фаций докембрия, как и более юного орогена. Она сменяет в краевых зонах контакт-

Рис. 93 (по Тиллею, 1923 г.) дает представление о том, какие ассоциации возможны в трехкомпонентной системе  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  при недостатке  $SiO_2$ . Треугольник разделен на семь малых треугольников, изображающих эти ассоциации, из которых в насыщенных кремнекислотой роговиках особенно часто присутствует ассоциация кварц-кордиерит-энстатит.

К этой фации относятся производные не только глинистых пород, но и песчаников, известняков и различных магматических пород. Роговики обычно обладают гранобластической структурой и более мелкозернисты, чем исходные породы.

В состав этой фации входят также и пневматолито-метасоматические образования контактных зон, в том числе скарны, также подчиняющиеся правилам роговиковой фации.

Периклаз при термическом метасоматозе получается из доломита по следующей реакции:

ных оболочек интрузивов пироксен-роговиковую фацию. Около многих крупных варисцийских массивов гранитов она присутствует самостоятельно. К ней относится, между прочим, в Финляндии большая часть более древних синкинематических интрузивных пород (перидотиты, роговообманковые габбро, диориты, граниты).

Другие из этих пород прошли такое преобразование еще в магматической стадии (например, в северо-западной части Украинского кристаллического массива) и уже тогда достигли полного равновесия. Здесь представлены также крайне разнообразные супракристалльные образования, вулканогенные и седиментогенные — первичные липариты и дациты, полевошпатовые базальты, дайки диабазов и т. д., также осадочные метаморфиты — первично кальцитовые и мергелистые осадки. Последние

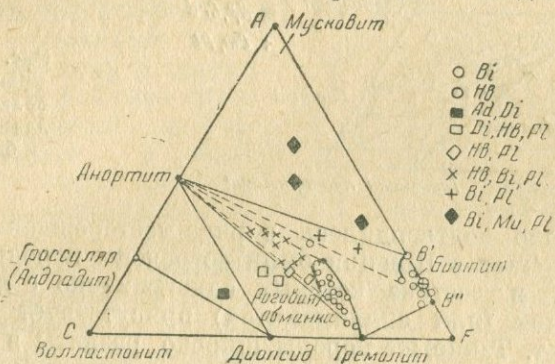


Рис. 94. ACF-диаграмма амфиболитовой фации для пород с избытком  $K_2O$

преобразованы в диабазовые амфиболиты и в известкостые гнейсы, слюдяные сланцы, кордиеритовые лептиты, по своему составу соответствующие глинистым осадкам. Из метасоматических пород представлены антофиллит-кордиеритовые, андалузит-слюдяные породы, скарны с тремолитом, роговой обманкой, диопсид-геденбергитом, андрадитом, как главными составными частями. Минеральные ассоциации амфиболитовой фации изображены на рис. 94 и 95.

Совершенно отсутствуют минералы, характерные для бедных  $SiO_2$  пород, также и периклаз; часто присутствуют оливин, шпинель, корунд. В мраморах появляются новые минералы, частью пневматолитового происхождения — хондрит, скаполит, везувиан, флогопит.

Обычно весьма полное равновесие, соответствующее химическому составу пород. Характерно, что вода присутствует в достаточно большом количестве. Достижение равновесия связано с образованием типоморфных, гидроксилсодержащих минералов, которому способствует наличие соответствующего количества оснований. Так, образование биотита зависит от относительных

количество  $K_2O$ , (Mg, Fe) O,  $Al_2O_3$ . Избыток  $K_2O$  ведет к образованию калиевого полевого шпата. Относительные количества главных составных частей, кроме калиевого полевого шпата и кварца, достаточно точно представлены на диаграмме рис. 94.

В случае слишком малого содержания  $K_2O$ , необходимого для образования мусковита, образуются один или два из следующих минералов: андалузит, кордиерит, антофиллит.

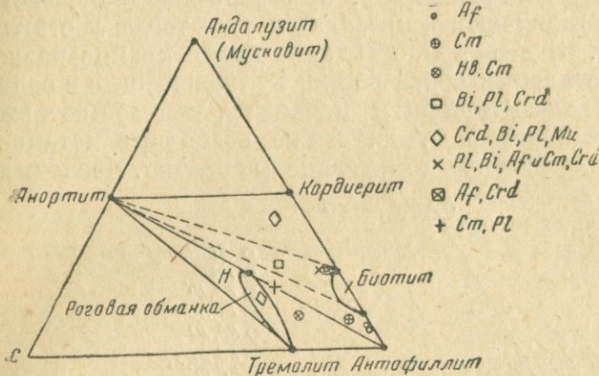
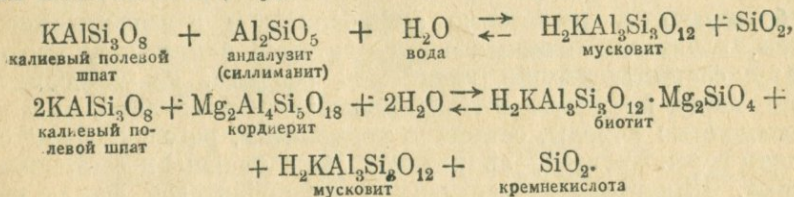


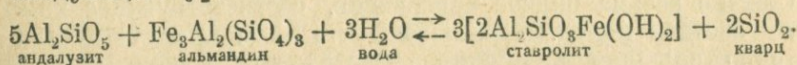
Рис. 95. ACF-диаграмма амфиболитовой фации пород с избытком  $Al_2O_3$

Это правило подтвердилось в ряде месторождений Швеции, Финляндии. Так, в Швеции были встречены породы аналогичной фации, в составе которых одновременно с кордиеритом и андалузитом (или силлиманитом) присутствует и калиевый полевой шпат. Такие же породы широко развиты в Подолии на Украине, а также пройдены были Боевской скважиной в Москве на глубине 1600 м. В отличие от Ориерви здесь стабилен калиевый полевой шпат, судя по следующим реакциям:



При падении температуры реакция протекает направо.

В районе Карело-Финской ССР в зоне слюдяных сланцев развиты породы амфиболитовой фации, в состав которой входят ставролитовые сланцы, наряду с андалузитовыми, с примесью альмандина. Обе породы химически одинаковы, как это видно из следующего уравнения:



Различный минералогический состав этих двух пород обусловлен различными физическими условиями их образования (рис. 96).

Стрессовым минералом является ставролит, но не андалузит. Следовательно, именно ставролит образуется при сильном боковом давлении и при более низких температурах, так как андалузит—типичный термический минерал в ассоциации андалузит-гранат.

В районе р. Тичино в Альпах одновременно присутствуют как ставролит, так и андалузит. Следовательно, здесь равновесие отсутствует. Сузуки показал, что первый образовался во время древней стрессовой фазы, второй — во время более юной термической контактной фазы.

Фогт (1927 г.) описал в Норвегии ассоциацию ставролит—альмандин—дистен (замена андалузита дистеном), Баклунд (1918 г.) — на Таймыре ассоциацию ставролит—альмандин—силлиманит. В обоих случаях отсутствует равновесие и нет известково-силикатных пород.

При дальнейшем понижении температуры минерал анортита в плагиоклазе заменяется эпидотом, причем сохраняется почти чистый альбит (эпидот-амфиболитовая фация). Сохраняется также и роговая обманка. Критической является ассоциация альбит—эпидот—роговая обманка. Она характерна для пород, насыщенных кремнекислотой (рис. 97).

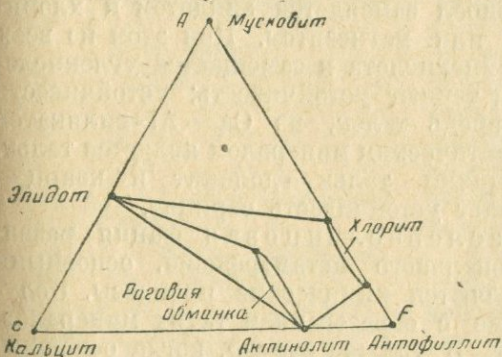


Рис. 97. ACF-диаграмма эпидот-амфиболитовой фации.

Магматические породы обычно содержат порфиробласты, седиментогенные обладают чисто кристаллической структурой. Для богатых СаО осадочных пород типичными минералами являются роговая обманка и эпидот, при наиболее высоком содержании СаО появляется кальцит.

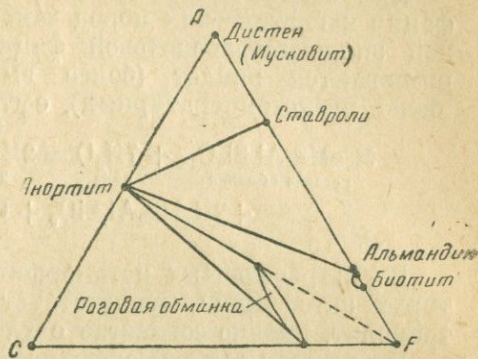


Рис. 96. ACF-диаграмма ставролит-амфиболитовой субфации.

Существует постепенный переход от амфиболитовой фации к фации зеленых сланцев, в которой иногда сохраняются неустойчивые реликты роговой обманки. При этом установлено, что эпидот—амфибол сохраняет полное равновесие. Установлено, кроме того, что одна и та же ассоциация возникает и при повышении температуры (в осадочных породах) и при понижении ее (в магматических породах).



хлоритом. Магматогенную фацию этого рода Фогт (1927 г.) называет зеленокаменной в присутствии эпидота и хлорита (альбита) и альбит (хлорит) - зеленосланцевой — только с альбитом и хлоритом.

Для глинистых сланцев Фогт выделяет три взаимно параллельные низкотемпературные фации: 1) эпидот-биотитовую, 2) биотит-мусковитовую и 3) хлорит-мусковитовую, — каждая с типоморфными минералами, указанными в их названиях; в каждой из них присутствуют, кроме того, кварц и альбит.

Фогт различает магматогенные и седиментогенные фации и выделяет, кроме того, нормально - плутонические фации. Среди последних габбровая фация переходит постепенно из высокотемпературной магматической фации в низкотемпературную. Он различает также фации безводные и фации, в образовании которых вода играет видную роль (см. табл. 56).

Характерно, что хлорит в породах, лишенных калия, значительно более метаморфизован, чем в породах, богатых калием.

Наиболее важными являются те реакции, происходящие при последовательном повышении температуры, при которых образуются новые минералы: хлорит (и эпидот), амфибол (актинолит и роговая обманка), анортит (и диопсид). Сохраняя основное деление, эти фазы, в свою очередь, можно разделить на новые стадии, соответствующие фазовым реакциям, например стадии ставролита, дистена и силлиманита.

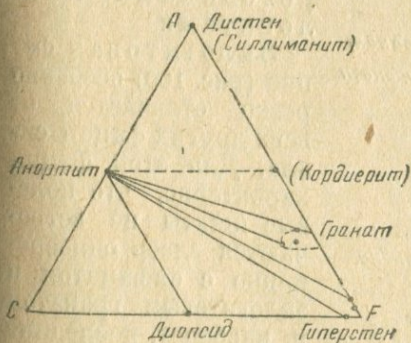


Рис. 99. АCF-диаграмма гранулитовой фации.

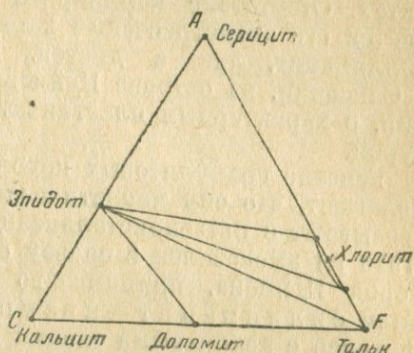


Рис. 98. АCF-диаграмма зеленосланцевой фации.

Гранулитовая фация по своей минеральной ассоциации непосредственно примыкает к пироксеновой. Наиболее критический минерал тут, взамен биотита, (Mg, Fe)-гранат. АCF-диаграмма дана на рис. 99. Вместо граната (с 30% пирона), характерного для пород амфиболитовой фации, в гранулитовой фации, например, Лапландии присутствует гранат, обогащенный минералом пирона (до 47—55%). В гранате пироксеновых гранулитов Саксонии установлено присутствие 41,9% алмандина,

33,5% пироба и 19% гроссуляра, как и в обыкновенных эклогитах. Кордиерит в типичных гранулитах отсутствует; продукты его изменения (гранат и силлиманит) наблюдались в саксонских гранулитах; нередко присутствует в лапландских гранулитах. Отсутствие кордиерита в типичных гранулитах объясняется его антистрессовым характером. Присутствуют в них как силлиманит, так и дистен. Гранулитовая фация встречена в Саксонии, на острове Цейлоне, в Киевской области, Лапландии, с характерным пластинчатым кварцем и полосчатой структурой.

Генезис гранулитовых пород остается пока неясным. Обычно полагают, что они магматического происхождения, и генезис их связывают с пьезокристаллизацией магмы. В то же время Адамс (1929 г.) высказался в пользу осадочного генезиса гранулитовых пород Цейлона, принимая во внимание развитие здесь ассоциации силлиманит — кварц — гранат. Залегают они, перемежаясь с кварцевыми слоями и слоями кристаллических известняков, но сами характеризуются гранитным габитусом.

Химический состав соответствует осадкам, богатым глинистым веществом, а также и каолинитом.

Вероятнее всего, генезис разных гранулитов неодинаков и наряду с седиментогенными гранулитами имеются также и магматогенные — магматические. Во всяком случае очевидно, что при их образовании большую роль играло высокое давление. Это явствует из присутствия в них таких минералов с большим удельным весом, как пироп-альмандин, дистен, рутил.

В этом отношении они занимают промежуточное положение между роговиками и эклогитами

Эклогитовая фация (рис. 100) особенно резко отличается от всех других фаций силала. Для этой фации характерно, что полевые шпаты не встречаются здесь одновременно с омфацитом и эклогитовым гранатом и, наоборот, последние два минерала не встречаются в других фациях. Типоморфными

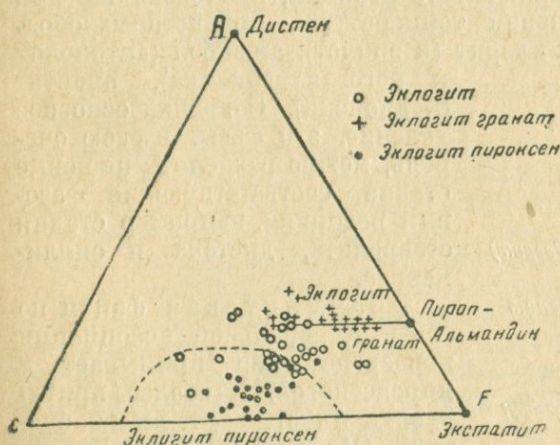


Рис. 100. АСF-диаграмма эклогитовой фации.

минералами являются здесь, кроме того, диопсид, энстатит-гиперстен, оливин, дистен, рутил. Характерно, что именно в эклогитовой ассоциации присутствует алмаз (в кимберлите).



Химический состав омфациита и граната эклогитов характеризуется широкими колебаниями в пределах отношения  $ACF$ . Для сравнения можно привести следующие данные.

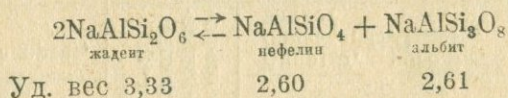
Гранаты гранитов, гнейсов, слюдяных сланцев, кордиеритовых пород богаты алемандином, редко содержат свыше 12% гроссуляра и 30% пиропса. Гранаты габбро и амфиболитов также богаты алемандином, почти всегда содержат менее 35% пиропса и 12—40% гроссуляра. Гранаты дунитов сходны с богатыми пиропсом гранатами эклогитов (в составе последних 25—70% пиропса и 12—40% гроссуляра).

Еще более отличаются омфацииты эклогитов от других клинопироксенов: они содержат значительное количество минала жадеита; в то же время благодаря примеси призматина  $[(Mg, Fe) Al_6Si_6O_{18}]$  они более богаты алюминием; часто в них присутствует избыток  $SiO_2$ .

Пироксены эклогитов отличаются от других пироксенов содержанием минала эгирина ( $NaFeSi_2O_6$ ); богатые глиноземом пироксены одновременно богаты титаном, а пироксены эклогитов лишены его: обычно их титан входит в состав рутила или ильменита. При малом содержании  $SiO_2$  появляется оливин.

Для эквивалентных минералов эклогитов характерен особенно большой удельный вес. Так, удельный вес эклогитов равен 3,35—3,60, в то время как эквивалентные габбро обладают удельным весом всего 2,9—3,1. Вместо граната эклогитов, богатого пиропсом и гроссуляром, в роговиковой фации присутствует ассоциация кордиерит—оливин—шпинель с некоторой примесью анортита, в амфиболитовой фации—главным образом богатая глиноземом роговая обманка, и поэтому удельный вес обеих пород значительно меньше.

Сухой омфациитовый расплав кристаллизуется в виде агрегата диопсида, альбита и нефелина. Жадеит дает альбит и нефелин, причем объем агрегата возрастает на 22%.



Уд. объем 0,300 0,384

Образование рутила связано, наоборот, с значительным уменьшением объема.

Дистен обладает объемом, на 10,2% меньшим, чем силлиманит, и на 13,9% меньшим, чем андалузит.

К эклогитам приурочен алмаз, который образует включения в кимберлитах африканских вулканических алмазоносных воронок.

Вагнер (1914 г.) пришел к выводу, что эклогиты представляют собой синмагматические выделения в кимберлите. В кимберлитовых воронках (трубках) Нового Южного Уэльса (в Австралии) и Северной Америки имеются выделения эклоги-

тов, в которых присутствуют карбонадо и алмаз. Точно так же алмаз был найден вместе с пиропом в эклогитах, приуроченных к серпентинитам Длашковиц в Чехословакии. Отсюда следует, что алмаз образуется в тех же физических условиях, как и эклогиты. Разница в удельном весе между алмазом и графитом огромна — 3,5 и 2,2.

Ряд минералов эклогитов переходит в новые минералы с образованием келифитовых оболочек. Гранат окружается оболочками из пироксена и амфибола. Омфацит переходит в амфиболитовую фацию. При этом сперва выделяется альбитовый плагиоклаз: получается мирмекитовидное срастание плагиоклаза с сохраняющимся клинопироксеном (диопсидом). В таком случае порода переходит в роговиковую фацию. Затем по краям этот клинопироксен уралитизируется: плагиоклаз сростается с зеленой роговой обманкой. Франки (1902 г.) назвал такой процесс фельдшпатуралитизацией. В других случаях омфацит переходит в глаукофан: получается глаукофан-сланцевая фация.

В мигматизированных гнейсах иногда эклогиты амфиболитизируются (образуется эклогитовый амфиболит), причем эклогитовый гранат сохраняется в виде реликта.

Бриер (1920 г.) на основании химического анализа пришел к выводу, что в процессе преобразования в амфиболитовые породы химический состав эклогита остается неизменным.

Имеются переходные типы от эклогитовой фации к амфиболитовой и далее к глаукофановой и эпидот-амфиболитовой.

Эклогитовые образования имеют обычно незначительные размеры и встречаются в следующем виде:

1. Как включения в кимберлитах и в базальтах (Эрнст, 1935 г.). Вероятно, это первичные выделения из магмы; во всяком случае они были в равновесии с магмой.

2. Как шлировые и полосчатые выделения в дунитах (оливиновых породах) или в образовавшихся из них серпентинитах. Эклогитовый гранат в таком случае богат минералом пироба и приближается к гранатам, обычным для оливиновых пород и серпентинитов, пироксены содержат хром, по большей части без жадеита.

3. Как линзовидные включения в мигматитовых гнейсах или гранитах. Эскола полагает, что это обломки более крупных выделений, образовавшихся на значительных глубинах, вынесенные в более высокие горизонты вместе с гранитными интрузиями.

Позже Фридель и Баклунд (1936 г.) высказали иные предположения относительно генезиса эклогитов вариссийского и каледонского возрастов.

Фридель полагал, что эклогитовые линзы тесно связаны с магматическими и пегматитовыми гранитами и, следовательно, эклогиты образовались при воздействии диатектических гранитных растворов. Основную роль играло при этом флюидно-пегматитовое состояние растворов, а сильное давление помо-

гало минералообразованию в эклогитах. Так как диатектические растворы обычно богаты водой, должны были бы образоваться в эклогитовой фации гидроксилсодержащие минералы, чего на деле не наблюдается. Везде, где присутствуют эклогиты в контакте с гранитами, они переходят в амфиболитовую фацию.

Баклунд считает, что образование эклогитов тесно связано с развитием стресса или динамического давления, действие которого более эффективно, чем гидростатического давления. В этом смысле эклогиты представляют собой тектониты и должны поэтому состоять из безводных минералов, как оно и есть в действительности.

В общем вопрос о генезисе эклогитов пока нельзя считать разрешенным. Генезис эклогитов, присутствующих среди тектонитов Альп и других стран, связан с тектоническими движениями и небольшими сравнительно глубинами.

Фермор, Эскола и Гольдшмидт предполагали существование непрерывной эклогитовой оболочки под сиаловой оболочкой земли. Основывалась эта гипотеза в первую очередь на присутствии эклогитов в кимберлитах и базальтах.

Эскола высказывал также предположение о существовании и таких минералов высокого давления, которые при понижении давления преобразуются в новые минералы или расплавляются и которые поэтому никогда не достигают поверхности земли. Такие минералы находятся в таком же отношении к анортиту, как жадеиты к альбиту. Они образуются в связи с более плотной упаковкой ионов, которая получается в результате преобразований также и других кристаллических веществ при высоких давлениях, что доказано экспериментами Бриджмена (1936 г.).

Фация глаукофановых сланцев относится так же к эклогитовой фации, как амфиболитовая к роговиковой. Здесь также вместо пироксенов образуются амфиболы, в особенности синие глаукофаны, соответствующие жадеиту. Гранат тот же, что и в эклогитах. В обеих фациях присутствует рутил. С эпидот-амфиболитовой фацией их сближает присутствие слюды, в частности парагонита, также хлорита, эпидота. Присутствуют также критические для глаукофан-сланцевой фации минералы, в их числе лаусонит ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), соответствующий анортиту, но со значительно большим удельным весом (3,09).

В отличие от эклогитов, в глаукофановых сланцах в ряде случаев можно находить первичный материал, так как они подверглись метаморфизму не так сильно, как эклогиты. Диаграмму их пока нет возможности составить, так как трудно установить, являются ли указанные выше минералы представителями ассоциации равновесия, или существует несколько субфаций.

Сами породы частью магматогенные, частью седиментогенные. В некоторых случаях они представляют собой измененные под воздействием натровых растворов габбровые породы. Некоторые японские породы данной фации представляют собой

глаукофансодержащие измененные кварцитовые породы. Часть пород, содержащих глаукофан, лаусонит, серицит, образовалась из диабазовых порфиритов как первичных пород (Северный Лабрадор). Ряд месторождений таких же пород встречен во Франции, Греции, Северной Италии, Калифорнии, Орегоне, Ост-Индии, Новой Каледонии. Они настолько тесно связаны с эклогитовыми породами, что, вполне вероятно, натровый амфибол—глаукофан образовался в них за счет омфацита. Характерно, что глаукофан, как и эклогиты, редко присутствует в докембрии.

Глаукофановые сланцы не являются производными больших глубин, а температуры их образования сравнительно низкие. В некоторых случаях очевидно их метасоматическое происхождение.

Образуются глаукофановые породы как при прогрессивном, так и при регрессивном метаморфозе. Хотя глаукофан, как и жадеит—щелочные минералы, однако содержащие их породы не относятся к щелочным. По всем признакам их минералогические составы при одном и том же общем химическом составе могут быть представлены в виде различных минеральных ассоциаций, как это предполагает и Коржинский. Он, однако, полагает, что при увеличении с глубиной давления, углекислота должна разлагаться и поэтому известково-силикатные и эклогитовые породы на больших глубинах изменяют свой состав; кроме того, он приписывает атомам в растворах, заполняющих поры, значительно большую подвижность, чем мы до сих пор привыкли себе представлять.

#### МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ПО КОРЖИНСКОМУ

Первая попытка расположить изученные минеральные фации по возрастающему давлению была сделана Эскола (1929 г.). Как было указано, на схеме Эскола фации располагаются в следующем порядке: фации санидинитовая → роговиковая → гранулитовая → эклогитовая.

Он полагал, что наиболее глубинной является эклогитовая фация. Это, однако, по мнению Коржинского, не подтверждается геологическими данными. Исследования докембрия Сибири, проведенные Коржинским в 1935—1936 гг., подтвердили вывод, согласно которому образование минералов в процессе метаморфизма зависит в основном от следующих факторов:

1. Химического состава исходной породы.
2. Составы и концентрации растворов, вызывающих процесс метаморфизма.
3. Температуры.
4. Давления.

Стресс, как и время, согласно этому выводу, не оказывают на образование новых минералов существенного влияния, т. е. они не являются факторами химического (минерального) равновесия.

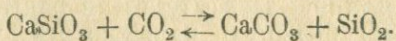
Факторы, которые особенно сильно влияют на процессы метаморфизма, — в первую очередь растворенные газы и другие подвижные компоненты: они усиливают процессы минералообразования на глубине.

В процессе метаморфизма с поглощением  $H_2O$  и  $CO_2$  при понижении температуры происходит ряд реакций минералообразования с частичным вытеснением  $SiO_2$ .

Соглашаясь с учением Вейншенка (1906 г.), Коржинский полагает, что метаморфизм всегда обусловлен воздействием постмагматических жидких растворов. Мощный процесс метаморфизации захватывает зоны часто в сотни квадратных километров и более. Отсюда вытекает, что устойчивость водных минералов в общем не зависит от глубины. На всех глубинах, даже и на самых больших, но при условии достаточного давления устойчивы биотит, роговая обманка. В то же время мусковит, эпидот, хлорит и другие водные минералы устойчивы только при постмагматических температурах.

Отсутствие в глубинных процессах новообразований комплексов минералов, богатых  $CaO$ , как водных, так и безводных, является следствием карбонатизации этих минералов.

Коржинский выдвигает существование таких фаций глубинности (в зависимости от  $P$  и  $T$ ), которые связаны с кривой разложения и новообразования кальциевых минералов по формуле, подобной следующей:



Поэтому с глубиной исчезает ряд кальциевых минералов.

Фации, выдвигаемые Коржинским, следующие:

I. Ларнит-мервинитовая фация, связанная с контактами долеритов и траппов Нижней Тунгуски, Монтаны (США), Мексики, Калифорнии, Ирландии (Антрим).

Только здесь встречен ряд средне- и низкотемпературных кальциевых водных и безводных минералов. Характерные особенности минералов этих месторождений, часто вулканического типа, обусловлены не только высокой температурой долеритов и траппов, но и малой глубиной.

II. Геленит-монтичеллитовая фация без ларнита —  $Ca_2SiO_4$ , мервинита —  $Ca_3Mg(SiO_4)_2$ , спуррита —  $5CaO \cdot CO_2 \cdot 2SiO_2$ . Связана с гинабисальными месторождениями, сопровождающими монзонитовые интрузии (Кедабек на Кавказе, Тироль).

III. Периклазовая фация с „запрещенными“ геленитом и монтичеллитом. Сюда относятся докембрийские мраморы Пасау на Дунае, возможно также Алайского хребта.

IV. Волластонит-гроссуляровая фация — протерозойский комплекс Саян, Станового хребта, докембрия Финляндии, возможно также Украины.

V. Безгроссуляровая фация (устойчивый минерал — андрадит) — докембрий Алдана, Слюдянки, Украины, Гренвиля (Канада), Южной Африки, о. Мадагаскара, о. Цейлона, Индии.

Южной Австралии. Здесь развиты чарнокитовые комплексы типа чарнокитов Индостана.

I и II фации — типичные неглубинные, III—V фации — типичные глубинные мигматитовые комплексы.

На глубине перовскит ( $\text{CaTiO}_3$ ) разлагается и заменяется кальцитом и рутилом. Сарколит на глубине разлагается на кальцит и плагиоклаз. Силикаты кальция — волластонит и ларнит — соединяясь, вступают в обменное разложение с кальцитом, плавином, спурритом и другими типичными абиссофобными минералами.

На небольшой глубине остаются неизменными только кварц и кальцит.

Наиболее бедные CaO минералы — анортит и цоизит — устойчивы до наибольших глубин.

Вообще, чем минерал богаче CaO, тем выше в земной коре лежит нижняя граница его устойчивости.

Что касается других минералов, можно указать, что гиперстен в верхних горизонтах сменяется тальком и магнезитом, но не автофиллитом. Глаукофан устойчив в складчатых зонах Альп, но отсутствует в глубинных зонах.

Роль кислорода промежуточная между подвижными компонентами ( $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ ) и малоподвижными ( $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Он частично играет роль в процессе окисления FeO, образуя оксиды, как и Fe, в вулканическом процессе.

Давление кислорода уменьшается с глубиной в противоположность  $\text{CO}_2$ . Температура восстановления  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  до FeO — при давлении 1 атм  $1200^\circ$ , а при глубинном метаморфизме понижается до  $500^\circ$ . Глубинные зоны бедны кислородом. Поэтому некоторые минералы теряют на глубине устойчивость, например базальтическая роговая обманка. При повышении давления смесь  $\text{CO}_2$  и CO становится окислительной, отдавая C в виде графита. Поэтому Fe и FeO на глубине исчезают и отсутствуют в глубинных интрузиях и в кристаллических сланцах.

Большое значение имеют также и молекулярные объемы. На большой глубине высокотемпературен силлиманит; в тех же комплексах дистен среднетемпературен, а андалузит низкотемпературен (филлиты с андалузитом). На малых глубинах андалузит образуется только в исключительных случаях (в бухитах). В нормальных высокотемпературных условиях образуется андалузит. На малых глубинах дистен отсутствует; следовательно, с понижением давления поле устойчивости дистена выклинивается.

Большое влияние оказывает давление на парагенетические отношения Fe — Mg-гранатов.

В гипабиссальных районах, например около Осло в Норвегии, вместо железистых гранатов в роговиковой фации образуется кордиерит. На больших глубинах в зависимости от отношения FeO:MgO образуется один из следующих двух минералов: в магнезиальных породах — кордиерит, в более желе-

вистых — алмадин; феррокордиерит, обладающий большим молекулярным объемом, чем гранат, вытесняется последним. Высокое давление благоприятствует образованию граната. Это именно и привело к мнению, что эклогиты (клинопироксен + гранат) и гранатовые амфиболиты неустойчивы: их гранат, содержащий свыше 30% grossуляра и свыше 50% пирропа (Эскола, 1921 г.), распадается при избытке  $\text{SiO}_2$  на гиперстен и анортит (плагноклаз) или на гиперстен и кордиерит. Однако, как показали исследования последних лет, эклогиты образуются и на средних глубинах. В то же время эклогиты отсутствуют в типичных докембрийских глубинных комплексах (щитах) и приурочены к складчатым областям неглубокого типа, иногда альпийским, для которых характерны часто надвиги. Характерно также то, что в волластонит-grossуляровой фации (докембрий Финляндии, комплекс Слюдянки) алмадиновый гранат всегда ассоциирует с роговой обманкой и диопсидовым пироксеном, если содержание  $\text{MgO}$  не особенно мало сравнительно с  $\text{FeO}$ . Иначе алмадин и диопсидовый пироксен обычно заменяются гиперстеном и плагноклазом.

Таким образом, для особенно глубоких безgrossуляровых зон характерны гиперстеновые гнейсы, в средних зонах их заменяют роговообманковые и диопсидовые гнейсы с Fe—Mg-гранатами. По мере уменьшения глубины поле устойчивости гранатов увеличивается.

Отсюда вытекает положение, согласно которому для горных пород без избытка  $\text{CaO}$  и насыщенных глиноземом характерны следующие фации глубинности:

1. Роговиковая фация без алмадина — гипабиссальная.
2. Роговиковая фация с алмадином.
3. Эклогитовая фация.
4. Гранат-амфиболовая фация.
5. Гиперстен-гнейсовая фация — наиболее глубокая.

Таковы те изменения, которые вносит Коржинский в схему Эскола.

Для эклогитов характерно присутствие в них жадеитового минала  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ . Ассоциация жадеит — хлоромеланит (жадеит-эгирин) характерна для альпийской складчатости, но отсутствует в докембрийских щитах.

Эклогиты тесно связаны с глаукофановыми сланцами, т. е. с ассоциациями абиссофобных минералов, разлагаемых на глубине углекислотой.

В эклогитах присутствует иногда абиссофобный перовскит, именно в участках, приуроченных к кимберлитам.

Поле химической устойчивости гранатов, наибольшее в средних глубинах, обусловлено в своих границах очень малым коэффициентом сжатия гранатов, в пять раз меньшим, чем у кварца, в три раза меньшим, чем у плагноклаза, и в два раза меньшим, чем у пироксенов. Поля устойчивости ряда других минералов также имеют свои границы в зависимости от глубины.

Можно считать установленным, что имеются многочисленные случаи изменений парагенетических отношений в зависимости в первую очередь от давления. Так, например, парагенез тремолит + ортоклаз, устойчивый в глубокой безгроссуляровой фации Алдано-Слюдянского комплекса, в менее глубоком Саяно-Становом комплексе не является устойчивым ни при каких температурах.

К числу других факторов, влияющих на сохранность минеральных фаций, относятся также быстрота охлаждения и потеря летучих в вулканической стадии кристаллизации, с образованием особенно высокотемпературных минералов, неустойчивых при более низких температурах (санидин, муллит, пижонит, клиноэнстатит, титан-авгит).

Коржинский разделяет типоморфные минералы на несколько групп (цифры указывают фации глубинности, в которых минералы устойчивы, цифры в скобках соответственно фации, в которых минералы неустойчивы). Значения этих цифр следующие:

I — вулканическая ларнит-мервинитовая фация; II — геленит-монтichelлитовая фация; III — периклазовая фация; IV — волластонит-гроссуляровая фация; V — безгроссуляровая фация.

А. Абиссофобные минералы, на глубине разлагаемые углекислотой.

Безводные: ларнит I; монтichelлит I, II; мелилит (геленит) I, II; периклаз I—III; волластонит I—IV; гроссуляр I—IV; глаукофан (—IV, V); антофиллит (—V).

Водные алюмосиликаты кальция: везувиан I—IV; лаусонит I—III.

Кальциевые цеолиты: все неустойчивы (по крайней мере V).

Водные силикаты Ca, Mg, Fe, щелочей. Датолит.

В. Абиссофобные минералы, на глубине восстанавливаемые.

Базальтическая роговая обманка I; иддингсит I.

Окисляемые: самородное железо I; иоцит (FeO) I.

С. Абиссофильные минералы, требующие большого давления CO<sub>2</sub>: доизит (—I).

Д. Минералы, требующие определенного давления: дистен III—V; феррокордиерит I, II; альмандин III—V; эклогитовые гранаты (Fe—Mg—Ca) III, IV; богатые глиноземом пироксены (омфацит, жадеит, хлоромеланит, фассаит) I—III.

Е. Высокотемпературные минералы лав и контактов: санидин, муллит, пижонит, титан-авгит (все I).

Сравнительное изучение геологических комплексов показало существование закономерной взаимосвязи их разнообразных особенностей. Комплексы, сходные друг с другом в каком-либо одном отношении, обычно сходны друг с другом и в других отношениях. По всем признакам главнейшим фактором, определяющим все основные особенности складчатых комплексов, является глубинность их формирования. Однако пока все эти выводы недостаточно обоснованы фактическим материалом, так

как часто даже для особенно хорошо изученных комплексов отсутствуют минералогические данные, необходимые для отнесения их к той или иной фации глубинности.

## МЕТАСОМАТОЗ

### ПОДВИЖНЫЕ И НЕПОДВИЖНЫЕ КОМПОНЕНТЫ

По отношению к процессам метасоматоза Коржинский делит компоненты на подвижные и неподвижные (инертные), причем подвижность и инертность он связывает с их способностью к диффузии.

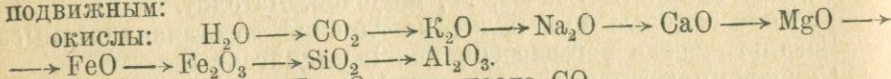
Если при всех реакциях взаимодействия породы с раствором концентрация раствора поддерживается на постоянном произвольном уровне, это равновесие создается за счет привноса извне или выноса вещества, и такие компоненты являются подвижными; инертными называются компоненты, концентрация которых определяется насыщенностью раствора в самой породе.

Дедуктивно Коржинский выводит следующие положения:

1. Наибольшее число минералов равно числу инертных компонентов и не зависит от числа подвижных компонентов.
2. Минеральный состав однозначно определяется соотношением компонентов.

Минералогическое правило фаз, установленное применительно к минералогии и петрологии Гольдшмидтом, гласит следующее: из  $n$  компонентов может быть устойчиво при произвольных  $P$  и  $T$  совместное существование не более  $n$  минералов.

Касаясь процессов метасоматоза, Коржинский устанавливает следующий порядок компонентов от более подвижных к менее подвижным:



Компоненты  $\text{Cl}-\text{F}-\text{O}$  стоят после  $\text{CO}_2$ .

Для нормального метасоматоза по Коржинскому характерна подвижность  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  и инертность щелочей и других компонентов. Особенно характерно, что при всех метаморфических процессах подвижность  $\text{H}_2\text{O}$  и за редкими исключениями  $\text{CO}_2$  зависит только от температуры и глубинности.

При нормальном метасоматозе  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  — вполне инертные компоненты, судя по одновременному существованию калиевого и натрового полевых шпатов. Однако в ряде случаев наблюдаются процессы метаморфизма, при которых также и  $\text{K}$  и  $\text{Na}$  становятся подвижными. Так, в палеозойских толщах Сибири и Казахстана, также на обширных пространствах палеозоя Украины и в прилегающих районах докембрийского щита, претерпевших действие варисийского тектоно-магматического процесса, происходят процессы миграции  $\text{K}_2\text{O}$  (выноса) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (привноса). При этом подвижность  $\text{K}_2\text{O}$  ограниченная: происходит то вынос  $\text{K}_2\text{O}$  (разрушение ортоклаза), то привнос  $\text{K}_2\text{O}$

(серицитизация плагиоклаза). При усилении подвижности других компонентов проявляется усиленная миграция CaO (эпидотизация гранитов, образование эпидотитов в северо-восточной части Приазовского докембрия).

В некоторых случаях проявляется подвижность также и SiO<sub>2</sub>, иногда даже и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, несмотря на обычную неподвижность последнего компонента.

### ВИДЫ МЕТАСОМАТОЗА

**Щелочной метасоматоз и гранитизация.** В ряде случаев можно наблюдать повышенное содержание натрия, в соприкосновении с богатыми натрием магматическими породами, например в районе Осло (в Норвегии). При этом породы обогащаются альбитом, образующим, например, выделения в глинистых сланцах. В других случаях развиваются порфиробласты калиевого полевого шпата, приобретающие все большие размеры и обуславливающие переход сланцев в очковые гнейсы.

При особенно интенсивной инъекции и большей степени обогащения слюдяных сланцев калиевым полевым шпатом и альбитом очковые гнейсы переходят в граниты.

В некоторых гнейсах внезапно повышается содержание щелочей. Это обусловлено инъекцией расплавленных масс магмы.

Усиленные процессы натрового метасоматоза обуславливаются усиленным выделением натрия из магмы на последних стадиях ее кристаллизации. При гидролизе полевых шпатов образуются мусковит и растворимый натровый силикат Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>. Водный раствор натрового силиката, в виде как бы водного стекла, диффундирует в окружающие породы и воздействует на глиноземсодержащие минералы, в частности на хлорит и биотит, с образованием альбита, частью и калиевого полевого шпата. Вместо полевых шпатов образуются слюды, что Гольдшмидт объясняет понижением температуры. При проникновении натрия в породы с избытком глинозема образуются альбит-порфиробластовые сланцы.

**Образование санидин в вулканических выбросах.** Характерный щелочной метасоматоз под влиянием вулканической деятельности наблюдается в пирогенно-метаморфизованных санидинитах Лаахерского озера, в которых образуется богатый натрием санидин (пневматолитический натровый метасоматоз). Первичный материал этих пород состоял из богатых глиноземом сланцевых пород с дистеном, ставролитом, обыкновенным гранатом, силлиманитом, кварцем. Первичные минералы частью сохранились, частью преобразовались в новые — гиперстен, кордиерит, шпинель, корунд и т. д. Одновременно в этих включениях наблюдаются признаки расплавления, частью также инъекции. Ряд новообразованных минералов содержит летучие компоненты — Cl, SO<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub> как, например, канкринит, нозеан, гаюин, скаполит, апатит, кальцит и др. Такое же обилие новообразованных мине-

ралов характерно и для других вулканов, в том числе для Везувия.

**Ортоклазизация и гранитизация.** При замещении минала ортоклаза мусковитом может образоваться избыток  $K_2O$ , как и избыток  $Na_2O$  при замещении мусковитом альбита. В том случае, когда свободная окись калия привносится в богатые глиноземом породы, образуется ряд новых минералов. При реакции между  $Al$  и  $(Mg, Fe)$   $Al$ -силикатами образуются калиевые полевые шпаты, аналогично образованию альбита в других случаях. Часто образуются одновременно как калиевые, так и натровые полевые шпаты. Вероятно, образуются также и другие новые минералы, так как калиевый силикат свободно циркулирует в горных породах.

Наблюдается, как и при циркуляции натрового силиката, в ряде случаев как бы стремление горных пород к гранитизации. В результате образуются сперва прожилки гранитного характера — инфильтрованные жилковатые гнейсы, а в случае дробления пород — брекчиевидные агматиты. Через такие мигматиты в конечном результате получается более однородный, частью вполне однородный гранитный материал. Эти граниты первоначально имеют пятнистый, небулярный характер (следы обогащенных биотитом ксенолитов, например гнейсов, которые потом исчезают полностью).

Генезис адергнейсов и других мигматитов Седергольм объяснял проникновением в первично осадочные породы остаточной гранитной магмы (и хора). Он назвал эти адергнейсы артеритами. В то же время Хольмквист считал, что мигматиты — продукты ультраметаморфизма: осадочные породы, обычно содержащие, наряду с  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ , также некоторые количества щелочей и окислов магния и железа, при температуре  $800-900^\circ$  выпотевают и получается гранито-пегматитовый расплав, который дает начало адергнейсам. Хольмквист называет их венитами. Но Эскола мигматиты — продукты метасоматоза. Позже (1933 и 1936 гг.), развивая идеи Хольмквиста, он разработал теорию частичного анатексиса. Ювенильная гранитная магма может давать начало мигматитам путем инъекции в те или иные горные породы. При этом из окружающих пород получается палингенетическая гранитная магма. В ряде случаев это может приводить к развитию процессов анатексиса.

Вегман (1935—1936 гг.) отрицает значение магмы при образовании мигматитов и полагает, что основное значение здесь имеет процесс метасоматического замещения путем молекулярной диффузии, происходящей в условиях кристаллического состояния. Этот процесс, можно думать, связан с тем, что именно ассоциация таких компонентов, как  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  и отчасти  $Na_2O$  и  $H_2O$  дает продукты с особенно низкой температурой плавления, которые концентрируются в первую очередь.

При миграции щелочей, натрия и калий мигрируют отдельно и дают начало альбититам и ортоклазитам, причем

в особенно крупных массах накапливаются последние. В Швеции ортоклазиты представлены редкими породами — лентитами, в Приазовье также иногда встречаются породы типа ортоклазита, состоящие почти исключительно из микроклина или ортоклаза.

Во всяком случае наиболее вероятно, что процесс гранитизации происходит в основном за счет метасоматического замещения нормальной гранитной магмой.

Горансон (1931 г.) экспериментально установил, что между остаточной гранитной магмой и постмагматическим остаточным водным раствором, обогащенным кремнекислотой, на последних стадиях кристаллизации имеется резко выраженная существенная граница. Соответствующая граница в природе наблюдается между пегматитовыми и кварцевыми жилами. Тем самым устанавливается граница между петрологией магматических пород и петрологией метаморфических пород.

Эскола рассматривает мигматиты не как настоящие метаморфические породы, полагая, что мигматизация есть один из видов метасоматоза, но такого, в котором магма играет роль только как „носильщик“.

Магма, насыщенная водой, должна быть в значительной степени легко подвижной. Она способна проникать в породы, диффундируя через поры (поровая магма), чем и объясняется сохранение старых структур. Она способна также растворять сверхплавкие вещества, благодаря чему температура ее кристаллизации понижается еще более. Особенно легко она растворяет получающиеся при образовании мусковита кремнекислые калий и натрий. Весьма возможно, что при этом может исчезать граница между магмой и водными растворами. Но во всяком случае магма сохраняет свои характерные черты, так как она кристаллизуется, выделяя гранитно-пегматитовые продукты. Альбит при этом кристаллизуется дольше, чем калиевый полевой шпат, как видно при изучении гельсинкигов. Кристаллизация альбита относится уже к стадии гидротермальной.

Эскола говорит:

„Метасоматическое образование мигматитов вызывает предположение, что при кристаллизации минералов гранитов другие вещества растворяются и выносятся. При гранитизации кварцитов это будет кремнекислота, в случае глинистых сланцев — алюмосиликаты, которые, как трудно растворимые, однако сохраняются в палингенетических гранитах в виде альмандина, кордиерита, силлиманита, андалузита. Известняки докембрийские с трудом поддаются процессам гранитизации, в то время как в более юных горных структурах они поддаются гранитизации легче в связи с выносом карбонатов под влиянием легкоподвижной углекислоты, которая помогает выносу кремнекислого кальция“.

**Фенитизация.** Этот вид метасоматоза обусловлен пропитыванием известняков, гранитных и диоритовых гнейсов такими щелочными материалами, как эгирин, рибекит и альбит. В гра-

нитах постепенно вытесняются первичные минералы, прежде всего биотит щелочной роговой обманкой или эгирином. Постепенно, начиная с краевых частей, альбитизируются сперва калиевый полевой шпат, затем олигоклаз. Одновременно исчезает кварц, так как кремнекислота необходима для образования альбита. Конечным продуктом является альбит-эгириновый фенит. Обычно остается в виде реликтов небольшое количество калиевого полевого шпата и олигоклаза.

Таким образом, фенитизация — типичный процесс натрового метасоматоза. Процесс фенитизации более интенсивен, чем процесс альбитизации или спилитизации, и обусловлен вероятнее всего большим содержанием натрия в растворах, вызывающих этот процесс (согласно Бреггеру, остаток ийолит-мельтейгитовой магмы). Одновременно привносятся и другие вещества, в частности железо, судя по содержанию  $Fe_2O_3$  в щелочных пироксенах и амфиболах.

**Спилитизация и образование спилитов.** Большая часть спилитов — типичные диабазовые и базальтоподобные породы с реликтовой офитовой структурой. Состоят они из альбита, диоксидового пироксена и биотита, хлорита или серпентина, часто с примесью кальцита. Существуют также роговообманковые спилиты с уралитовой роговой обманкой. От суперкристалльных базальтов и гипабиссальных диабазов отличаются в основном большим содержанием  $Na_2O$ .

До сих пор нет единого мнения относительно происхождения спилитов. Нет ясности относительно того, откуда получаются натровые растворы. Одни петрографы полагают, что натрий получается из самих пород, другие (Сундиус) считают, что источник натрия носит региональный характер, а по мнению Гиллули (1935 г.), натрий получился из морской воды. Во всяком случае нет сомнения в том, что преобразование олигоклаза в альбит носит метасоматический характер. Опыты Эскола, Вуористо и Ранкама (1935 г.) показали, что искусственный альбит может получаться за счет плагиоклаза путем нагревания в стальной бомбе до  $250-550^\circ$  смеси анортита, натрового карбоната и кремнекислоты в присутствии воды. При этом нагревании исчезал анортит и вместо него появлялись кристаллики олигоклаза и альбита. Наилучшие результаты получились при температуре  $310$  и  $330^\circ$  (близкой к критической температуре воды). При более высоких температурах развивался олигоклаз и далее андезин. Опыты показали, как и наблюдения в природе, что при высоких температурах углекислота вытесняет  $CaO$  из карбонатов, а при более низких температурах углекислота вытесняет кремнекислоту из силикатов, причем образуются карбонаты. Эти процессы, по всем признакам, играют большую роль при образовании альбитовых кератофиров, которые часто встречаются совместно со спилитами.

**Образование адинолов.** В тесной связи с образованием спилитов стоит образование адинолов из глинистых сланцев в кой-

такте с диабазами и базальтами. Крайние типы адинолов состоят из кварца альбита.

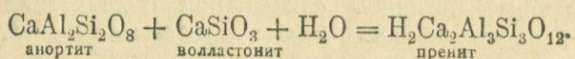
Адинолы получили различные названия: десмозиты (ленточные), спилозиты (пятнистые), собственно адинолы, адиноловые роговики, адиноловые сланцы. Образование адинолов связано часто с подводными извержениями, при которых абсорбционной средой служили рыхлые породы морского дна и натровый силикат связывался с избытком глинозема в альбите. В адинолах часто находят радиолярии, которые также указывают на образование этих пород на дне моря.

**Образование цеолитов.** Гидротермальные процессы, происходящие около поверхности земли, также нередко приводят к обменным реакциям с образованием натровых цеолитов. Окись натрия по большей части получается из базальтов и других лав, а сами цеолиты накапливаются в пустотах, образуя миндалины. Натровые цеолиты чаще всего представлены анальцимом и натролитом. Самый процесс цеолитизации происходит при температурах 100—350°, редко при более высоких.

**Известковый метасоматоз.** Между кристаллическими известняками и юными (неизменными) базальтами и диабазами даек никаких следов диффузии CaO или CaCO<sub>3</sub> не наблюдается. Зато между кристаллическими известняками и амфиболитами, представляющими собой те же базальты и диабазы, но в значительной степени измененные, эта диффузия выражается особенно отчетливо в образовании таких известково-силикатных минералов, как клиноцоизит, эпидот, диопсид, скаполит (мейонитовый), гроссуляр, везувиян. Явления диффузии наблюдаются и на границе между известняками и такими породами, как вулканические породы, седиментогенные породы типа туффиловых агломератов, лептиты, слюдяные сланцы. Здесь, несомненно, происходят взаимные реакции чисто метасоматического характера. На границе известняков с гранитами и пегматитами часто никаких новообразований нельзя установить, но в других случаях наблюдаются контактные оболочки, иногда очень мощные, с накоплением в гранитах CaO. В контакте с гранитами в таких оболочках наблюдаются те же новообразования, как и в контакте с силикатными породами. Обращает на себя внимание, что иногда в контакте с аплитовидными гранитами и пегматитами, бедными темноцветными минералами, образуются роговые обманки или илагиоклаз, иногда также скаполиты, получающие Si из гранитной магмы.

В некоторых случаях пегматитовые жилы, пересекающие известняки, бывают полностью скаполитизированы. Тут же имеются новообразования эпидота, диопсида, титанита, апатита, зеленой роговой обманки. Сравнение формулы эпидота CaAl<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>(OH) с формулой анортита CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> подтверждает наличие здесь метасоматоза. Сундлюс, изучая процессы метасоматоза в районе Кирунаваара в Швеции, установил с несомненностью широкую миграцию Ca, который получается, в частности,

при альбитизации плагиоклаза. Много Са выделяется также при уралитизации роговой обманки и хлоритизации диопсидового пироксена и уралита. По большей части миграция из этих минералов Са ведет к его концентрации в эпидоте. Точно так же в результате миграции Са образуется и пренит (в кварцевых жилах). Пренит содержит больше Са, чем анортит. Реакция его образования следующая:



**Магнезиально-железистый силикатный метасоматоз.** Скарнами обычно называют, по примеру шведских рудокопов, накопления темноокрашенных силикатных минералов, сопровождаемые рудами. Характерными минералами скарнов являются: андрадит, теденбергит, диопсид, богатая железом роговая обманка. В других месторождениях в состав скарнов входят: светлоокрашенные роговые обманки, тремолит актинолитового типа, диопсид, везувиан, плавиковый шпат, флогопит и др. Часто присутствуют рудные минералы (скарновые руды): магнетит, гематит, сульфидные руды, свинцовый блеск, цинковая обманка, медный колчедан.

Связь скарнов с известняками совершенно очевидна. Известняк в процессе скарнообразования может быть совершенно вытеснен, хотя часто включения известняка в скарнах присутствуют. Граница между ними обычно резко выражена. Сами скарны присутствуют в непосредственном соседстве с гранитами или другими глубинными магматическими породами. Совершенно очевидна также метасоматическая связь между карбонатными и магматическими породами. Из остывающих магм в известняки проникают разнообразные остаточные растворы и сублиматы, приносящие в боковые породы фтор, хлор, железо, кремний и т. п. Плавиковый шпат присутствует в некоторых скарнах. СаСl<sub>2</sub> поглощается целиком скаполитом, единственным хлорсодержащим минералом скарнов. Полное отсутствие в ряде скарнов хлор- и фторминералов заставило искать другие способы переноса элементов. Привнос их, как предполагают, может происходить при содействии железистых карбонатов или гидросиликатов. Распространение скарнов чрезвычайно широкое во всех странах. В частности, иногда из массива рапакиви наблюдается привнос в них меди, цинка, олова и железа, огромные количества железа связаны со скарнами в районах ряда месторождений Урала, Закавказья и т. д.

В некоторых местах, например в районе Ориерви, происходит метасоматическое замещение щелочей и СаО окислами магния; в результате соответствующие породы замещаются кордиерит-антофиллитовыми породами, связанными с сернистыми рудами. По данным Вегмана, Кранка, Магнуссона, Гавелина, является вполне вероятной легкая миграция магнезиальных силикатов и алюминиевых силикатов в докембрии во время процессов мигматизации, хотя бы сами магмы не были обнаружены.

**Метасоматоз с привнесом.** В процессе метасоматоза образовались разнообразные новые породы с полным разрушением полевых шпатов, с превращением их в агрегаты кварца и слюды, с привнесом рудных минералов и накоплением золота. В процессе топазирования, турмалинизации шло одновременно накопление олова. Здесь играли видную роль как „носильщики“ ОН и F. К процессам метасоматоза относятся также скаполитизация, где видную роль играли Si, образование серицитовых кварцитов с накоплением меди и одновременно каолинита, корунда, пропилитизация, биотитизация, мусковитизация, алунитизация и т. д.

## **МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД**

По минералогическому составу метаморфические породы в ряде случаев совершенно естественно, близки к глубинным магматическим породам. Из главных минералов магматических пород присутствуют пироксены, амфиболы, слюды (биотит и мусковит), плагиоклазы, калиевые полевые шпаты и кварц. Наряду с этими минералами присутствуют минералы, характерные для осадочных пород, — кварц, кальцит, доломит, а также ряд минералов, играющих в магматических и осадочных породах второстепенную роль, как циркон, титанит, апатит, рутил и др., и ряд рудных минералов — магнетит, пирротин, халькопирит и т. д. Присутствуют и вторичные минералы: хлорит, серицит, тальк, серпентин.

Совершенно отсутствуют такие минералы, как халцедон и опал, кристобалит, легко растворимые сернокислые и галоидные соли щелочей и щелочных земель, за исключением месторождений этих пород, где они претерпевают своеобразный низкотемпературный метаморфизм.

С другой стороны, имеется ряд минералов, характерных специально для метаморфических пород в связи с образованием их при не особенно высоких температурах и большом давлении, которые хотя и могут в некоторых случаях присутствовать в магматических породах, но как исключение. Таковы: андалузит\*, силлиманит, кианит, кордиерит\*, ставролит, гранаты\*, волластонит\*, везувиан, скаполит, минералы группы эпидота, глаукофан, тальк, флогопит\*, хондродит\*, хлоритоиды, тремолит, актинолит, антофиллит, графит, анатаз, рутил.<sup>1</sup>

## **ОПИСАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД**

**Структура и текстура.** Перекристаллизация горных пород при образовании из них кристаллических сланцев происходит в твердом состоянии, следовательно, при совершенно иных условиях, чем те, при которых происходит кристаллизация магмы. Образование всех минералов в этом случае происходит в общем одновременно, и различная степень идиоморфизма,

<sup>1</sup> Минералы, отмеченные звездочкой, встречаются главным образом в условиях контактного метаморфизма.

образование включений одних минералов в другие вовсе не указывает на последовательность кристаллизации во времени, как это наблюдается в магматических породах. Структура кристаллических сланцев вообще носит название кристаллобластической структуры. Те минералы кристаллических сланцев, кристаллы которых обладают идиоморфными очертаниями, носят название идиобластов, в отличие от аллотриоморфных ксенобластов. Располагая минералы кристаллических сланцев в порядке их идиоморфизма, получаем кристаллобластический ряд; положение минерала в таком ряде обусловлено его кристаллизационной силой, которая определяет его очертания. Некоторые минералы кристаллических сланцев, как, например, титанит, рутил, обладают значительной кристаллизационной силой, поэтому они особенно часто встречаются в сланцах в виде идиобластов; наоборот, калиевые полевые шпаты с особенно слабой кристаллизацией в большинстве случаев имеют аллотриоморфные очертания. Согласно Бекке, главные минералы, входящие в состав кристаллических сланцев, можно расположить в следующий кристаллобластический ряд: титанит, рутил, железный блеск, титанистый железняк, гранат, турмалин, ставролит, кианит—эпидот, цоизит—пироксены, роговая обманка, магнезит, бурый шпат, доломит, альбит, слюда, хлорит, тальк—кальцит, кварц, плагиоклаз—ортоклаз, микроклин. Характерно, что в общем к концу данного кристаллобластического ряда наблюдается уменьшение удельного веса за немногими исключениями.

В зависимости от формы и относительных размеров составных частей кристаллических сланцев различают следующие структуры. При приблизительно одинаковых размерах всех составных частей породы структура называется гомеобластической, в других случаях—чешуйчатой или ленидобластической, например в тальковых, слюдяных и других сланцах. Часто наблюдается зернистая или гранобластическая структура (табл. XIX, рис. 1).

Нематобластической или фибробластической (табл. XIX, рис. 2) структура называется, если порода состоит из волокнистых и игольчатых кристаллов, например нефрита, актинолита и др. При неодинаковых размерах составных частей структура называется гетеробластической. Если притом среди более мелкозернистой основной массы выделяются отдельные крупные зерна—порфиобласты—тех или иных минералов, структура получает название порфиробластической (табл. XIX, рис. 3).

Роговиковая структура получается в том случае, когда зерна минералов, в общем круглые, тесно прилегают одно к другому и напоминают строение мостовой. Она характерна, между прочим, для глинистых пород, перекристаллизованных в контакте в условиях отсутствия стресса. Пойкилитовая структура характеризуется прорастанием более крупных зерен минералов большим количеством мелких зерен других. При

диабластической структуре (табл. XIX, рис. 4), которая обыкновенно носит столбчатый характер, минералы прорастают друг друга наподобие пегматитовой структуры. При особенно мелких размерах составных частей она называется микродиабластической — криптодиабластической и распознается лишь при самых сильных увеличениях. Келифитовая структура получается в том случае, когда при образовании какого-либо минерала вокруг него образуется кольцо с радиально-лучистым сложением, в состав которого входят обыкновенно как изменяющийся минерал, так и продукты его изменения.

В кристаллических сланцах нередко наблюдаются следы строения первичных пород, которые при своем преобразовании дали реликтовые или остаточные, по Седергольму налимцестовые структуры. К реликтовым структурам относится также гелицитовая структура (табл. XIX, рис. 5), при которой в метаморфизованной породе сохраняются следы первичной сланцеватости и порфиробластовых контактных минералов. Для указания на характер первичных структур к названию их прибавляют слово бласто. Получаются структуры бластогранитовые (табл. XIX, рис. 6), бластоофитовые, бластопорфировые и т. д.; при образовании из осадочных пород — бластопсефитовые, бластопсаммитовые (табл. XX, рис. 1), бластопелитовые.

Расположение составных частей кристаллических пород обуславливает то или другое сложение (текстуру) их. Различают сланцеватое (табл. XX, рис. 2), волокнистое, полосчатое сложение. При сланцеватом сложении некоторые составные части породы, преимущественно слюды, иногда роговые обманки и др., образуют таблицы и пластинки, располагающиеся в общем взаимно параллельно; параллельно сланцеватости сланцы особенно легко раскалываются. Волокнистое сложение наблюдается, когда большее или меньшее количество составных частей

Таблица 57

Структуры и текстуры трех глубинных зон (по Грубенману)

Зоны	Преобладающие структуры	Преобладающие текстуры
Верхняя зона (эпизона)	Катакластическая Порфирокластическая Реликтовые структуры (порфиробластические)	Тонкосланцеватые Вытянутые Плойчатые, гелицитовые, зигзаговидные
Средняя зона (мезозона)	Порфиробластическая до гомеобластической Келифитовая	Кристаллизационно-сланцеватая, чешуйчатая, линейная, очковая, полосчатая, слоистая
Нижняя зона (катазона)	Гомеобластическая, главным образом гранобластическая Роговиковая, ситовидная (бластогранитовая, бластоофитовая)	Очковая до почти массивной, полосчатая (инъекция)

	I. Орто- класовые гнейсы	II. Силлиманит-корди- ритовые гнейсы	III. Плагио- класовые гнейсы	IV. Экло- гиты и амфиболиты	V. Хлори- тово-талько- вые сланцы	VI. Жа- деитовые породы	VII. Рибек- итовые по- роды	VIII. Квар- цитовые породы	IX. Скарно- вые породы	X. Мраморы	XI. Магне- титовые породы	XII. Корун- довые по- роды
Эпизона	Серпичито- вые, аль- битовые гнейсы Катакласти- ческие орто- класовые и альбито- вые гнейсы	Серпичит-альбитовые гнейсы Кианит-альбитовые гнейсы Ставролит-альбитовые гнейсы Гранат-альбитовые гнейсы Серпичитовые филлиты Кианитовые филлиты Ставролитовые фил- литы Гранатовые филлиты Оттрелитовые фил- литы	Эпидот-аль- битовые гнейсы Эпидото- вые фил- литы Катаклас- тические плагиокла- зовые гнейсы	Альбитовые амфибо- литы Эпидот-хло- ритовые сланцы Глаукофа- ниты Габбровые сланцы и ортитовые сланцы	Хлоритовые сланцы Тальковые сланцы Серпентино- вые сланцы (антигоритовые)	Щелоч- ные гнейсы	Серпичито- во-глауко- фано-аль- битовые сланцы	Серпичито- вые квар- циты Кварциты Гнейсо- кварциты	Эпидотовые сланцы Гранатовые сланцы Известко- вые фил- литы	Кальцито- вые мра- моры Доломито- вые мра- моры	Магнетито- вые по- роды Железо- слюдистые сланцы (итаби- риты)	Корундо- вые по- роды
Мезозона	Мусковито- вые гнейсы Двуслюдя- ные гнейсы Биотит-ор- токласовые гнейсы Малослю- дистые ор- токласовые гнейсы	Кианитовые гнейсы Ставролитовые гнейсы Гранатовые гнейсы Мусковитовые сланцы Двуслюдяные сланцы Парагонитовые сланцы Кианит-слюдяные сланцы Ставролитовые сланцы Слюдяные сланцы Гранат-слюдяные сланцы	Роговооб- манковые плагио- гнейсы Слюдяные плагио- гнейсы Бедные рогово- обманкой плагио- гнейсы Бедные слюдой плагио- гнейсы	Цоизито- вые амфи- болиты Скаполито- вые амфи- болиты Гранатовые амфибо- литы Плагиокла- зовые ам- фиболиты Антофилли- титы Гедрититы	Роговооб- манковые сланцы Актинолито- вые сланцы Нефрититы Антофилли- товые и ге- дритовые сланцы	Щелоч- ные гнейсы	Биотито- плагиокла- зовые сланцы Роговооб- манковые хлоромела- ниты	Гнейсо- кварциты Слюдяные кварциты Кварциты	Извест- ково-слю- дяные сланцы	Кальцито- вые мра- моры Доломито- вые мра- моры	Магнетито- вые по- роды Железо- слюдистые сланцы (итаби- риты)	Корундо- вые по- роды
Катазона	Биотит-ор- токласовые катагней- сы Бедные био- титом ор- токласовые катагнейсы	Силлиманитовые гнейсы Кордиеритовые гнейсы Катагранатовые гнейсы	Авгитовые плагио- гнейсы Роговооб- манковые плагио- гнейсы Биотитовые плагио- гнейсы Те же пла- гиогнейсы, бедные темными минера- лами	Эклогиты Плагиокла- зо-авгито- вые по- роды (эр- лзновые породы)	Оливиновые породы и сланцы (без гра- ната или с ним) Авгитовые сланцы и породы	Жаде- титы	Хлороме- ланиты	Гнейсо- кварциты Кварциты	Карбонат- ные и бескарбо- натные ав- гитовые, гранато- вые, везу- виановые, скаполито- вые по- роды	Кальцито- вые мра- моры Доломито- вые мра- моры	Магнетито- вые по- роды	

породы, главным образом роговая обманка, образуют волокнистые индивидуумы, иногда переплетающиеся друг с другом. При чередовании прослоев, то более тонких, то более толстых, не вполне одинакового состава, получается ленточное или полосчатое сложение кристаллических сланцев. В некоторых случаях может наблюдаться массивное сложение, как, например, в мраморах, в некоторых амфиболитах и др. В том случае, когда в сланце присутствуют округлой, овальной или линзовидной формы зерна какого-либо минерала или той же формы агрегаты одного или нескольких минералов (кварца или полевого шпата), окруженные сланцеватым агрегатом, преимущественно богатым слюдой, получается очковое сложение. Нередко породы сложены в мелкие складки (плойчатая текстура).

**Возраст.** Кристаллические сланцы входят в состав преимущественно наиболее древних слоев земной коры. Они встречаются в особенно большом количестве в докембрийских образованиях, среди которых они присутствуют главным образом совместно с многочисленными магматическими породами, преимущественно с гранитами.

Реже они встречаются среди пород, относящихся к палеозойскому возрасту, причем в более юных палеозойских отложениях они встречаются значительно реже, чем в более древних, например кембрийских, где они присутствуют чаще, чем это обыкновенно считают (Бретань, Бавария). Еще реже встречаются кристаллические сланцы мезозойского возраста и особенно редко, в исключительных случаях и в мало перекристаллизованном виде, они имеют третичный возраст.

**Классификация кристаллических сланцев.** Современная классификация кристаллических сланцев основана главным образом на минералогическом составе их. Были сделаны также попытки провести химическую классификацию (Грубенман).

Наиболее рациональной в данное время является химико-минералогическая классификация Грубенмана (табл. 58).

Таблица 59

Главные типы нормально метаморфических пород  
(по Эскола, 1939 г.)

Исходный материал	Соответствующие метаморфические породы	Главные составные части
Граниты—диориты и соответствующие эффузивы Аркозы	Гнейс Филлонит Лепнит Геллефлинта Гранулит	Кварц, полевые шпаты, темные минералы  То же плюс (Fe, Mg) Al-гранат
Глаза	Роговик	Кварц, полевые шпаты, темные, андалузит, кордиерит

Исходный материал	Соответствующие [метаморфические породы	Главные составные части
Глина	Al-силикатный гнейс  Слюдяной сланец  Филлит Филлонит (частично)	Кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, силлиманит, кордиерит, андалузит Кварц, слюда и часто такие богатые Al силикаты, как хлорит, андалузит, силлиманит, дистен, хлоритовиды, альмандин, ставролит Кварц, слюда и часто такие богатые Al силикаты, как хлорит, хлоритовиды, альмандин
Песчаники	Кварцит	Кварц и аксессуарные: слюда, полевой шпат, дистен, силлиманит, гронерит, диопсид, тремолит, воластонит, кальцит, доломит
Мергели, габбро и соответствующие эффузивы	Роговик (частично) Амфиболит  Эпидотовый амфиболит Зеленый сланец Эклогит Глаукофановый сланец	Полевые шпаты, пироксены, кварц  Плагиоклаз, роговая обманка, диопсид Альбит, эпидот, роговая обманка  Альбит, эпидот, хлорит, (Mg, Fe, Ca)-гранат, омфацит Глаукофан, (Mg, Fe, Ca)-гранат, эпидот, хлорит
Перидотит	Оливиновая порода Пироксеновая порода Амфиболовый сланец Хлоритовый сланец Тальковый сланец Тальковый камень (горшечный камень) Серпентинит	Оливин  Пироксены  Амфиболы  Хлорит, магнетит  Тальк  Тальк, магнезит или доломит  Серпентин
Известняк и доломит	Мрамор	Кальцит, доломит
Осадочные и магматические железные руды	Магнетитовые руды Гематитовые руды	Магнетит, ильменит  Гематит
Боксит и латерит	Наждак	Корунд, гематит, магнетит (диаспор)

Несколько иную классификацию, исходящую из тех же физико-химических предпосылок, предложил Гольдшмидт.

Таблица 60

Классификация кристаллических сланцев Гольдшмидта

Классы I	Ряд А железисто-магнезиальный	Ряд В железисто-глиноземистый
Группы слюдяных сланцев		
	а. Андалузит-кордиеритовые Андалузитовые	а. Андалузитовые
	б. Андалузит-кордиерит-гранатовые Андалузит-гранатовые	б. Андалузит-ставролитовые
	в. Кордиерит-гранатовые Гранатовые	в. Ставролитовые
	г. Кордиерит-гранат-гиперстеновые	
	д. Гранат-гиперстеновые	
II	Подразделяется на те же ряды и группы, что и класс I, но отличается от него участием известково-натрового плагиоклаза вместо альбита	
III	Плагиоклаз-кордиеритовые слюдяные сланцы	
IV	Плагиоклаз-биотитовые сланцы	
	Плагиоклаз-гиперстен-кордиеритовые слюдяные сланцы	
Кристаллические сланцы		
V	Плагиоклаз-гиперстеновые	
VI	Плагиоклаз-гиперстен-диопсидовые	
VII	Плагиоклаз-диопсидовые	
VIII	Плагиоклаз-гроссуляр-диопсидовые	
IX	Гроссуляр-диопсидовые	
	Везувиан-гроссуляр-диопсидовые	
X	Гроссуляр-воластонит-диопсидовые	
	Везувиан-гроссуляр-воластонит-диопсидовые	

В дальнейшем будем придерживаться классификации Грубена, как более рационально построенной и дающей возможность легче проводить параллель между кристаллическими породами, с одной стороны, магматическими и осадочными — с другой.

### ГЛАВНЫЕ ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЩЕЛОЧНО-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ГНЕЙСЫ

К этому типу относятся обычно сланцеватые породы, главными составными частями которых являются кварц и щелочные полевые шпаты в катазоне, калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы в мезозоне, частично в эпизоне — альбиты. Первые могут быть отнесены к группе катартоклазовых гнейсов

(табл. XX, рис. 3 и 4), вторые — к группе мезоальбитовых и эпидальбитовых гнейсов (табл. XX, рис. 5).

Главными составными частями катаортоклазовых гнейсов в большинстве случаев являются кварц, полевые шпаты и биотит; иногда в качестве главных составных частей могут присутствовать также пироксены и амфиболы.

Серый или белый, иногда красноватый, редко синеватый кварц, образует обыкновенно неправильные зерна (ксенобласты); в виде идиобластов он присутствует главным образом тогда, когда образует включения в полевых шпатах; обладает теми же свойствами, как и кварц гранитов, нередко в большей или меньшей степени раздроблен.

Такие же ксенобласты, как и кварц, иногда довольно значительных размеров, образуют полевые шпаты, из которых чаще всего присутствуют ортоклаз и микроклин, часто богатые пертитовыми, микропертитовыми и криптопертитовыми вростками альбита и альбит-олигоклаза; в более крупных зернах этих минералов иногда наблюдается двойниковое сложение по карлсбадскому закону. Из известково-натровых полевых шпатов чаще всего в состав гнейсов входят кислые плагиоклазы, именно олигоклаз-альбит и олигоклаз, в общем несколько более идиоморфные, чем калиевые полевые шпаты. В плагиоклазах нередко наблюдается зонарная структура, обыкновенно слабо выраженная, причем часто наружная зона принадлежит более основному плагиоклазу, чем ядро. Количество плагиоклаза в общем увеличивается с увеличением содержания биотита, роговой обманки или пироксена. Кроме того, в некоторых гнейсах присутствует альбит, белый или зеленоватый, более идиоморфный, чем калиевые полевые шпаты.

Черный или темнозеленый биотит образует неправильные листочки, несколько более идиоморфные, чем полевые шпаты и кварц; он нередко содержит  $TiO_2$ , выделяющуюся при разрушении минерала в виде титанистого железняка. Биотит нередко переходит с течением времени в зеленый хлорит.

Бесцветный и перламутрово-белый мусковит образует ксенобластические листочки, иногда в параллельном срастании с биотитом.

Роговая обманка носит тот же характер, как и в гранитах и диоритах; окрашена в черный цвет, в проходящем свете чаще всего в зеленый. Она сравнительно идиоморфна и образует идиобласты благодаря развитию плоскостей зоны призм; конечные плоскости по большей части отсутствуют.

Из пироксенов иногда присутствуют черный, в шлифе бледнозеленый авгит, диопсид, геденбергит, гиперстен, в некоторых гнейсах также и эгирин.

Кроме того, в состав гнейсов могут входить, иногда в большом количестве, кордиерит, силлиманит, гранат, графит, в исключительных случаях нефелин. Всегда подчиненную роль играют апатит, рутил, циркон, турмалин, титанил,

корунд, эпидот, магнетит, титанистый железняк, пирит.

Сложение гнейсов чаще всего ясносланцеватое, иногда тонкосланцеватое; в некоторых случаях сланцеватость может отступать на задний план, и порода приобретает почти массивный характер. Нередко наблюдается полосчатое или ленточное сложение, которое может переходить в очковое, также чешуйчатое, когда листочки слюды налегают своими краями одна на другие. Размеры отдельных зерен непостоянны; различают гнейсы плотные до крупнозернистых, со всеми промежуточными стадиями, иногда также конгломератовые, образованные крупными окатанными гальками различных горных пород, сцементированные гнейсовидным цементом. Гнейсы местами сложены то в крупные, то в более или менее мелкие складки.

Таблица 61

Химические анализы щелочно-полевошпатовых гнейсов

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>
1	76,00	13,64	1,96	—	Следы	1,00	2,28	4,12	0,66	—
2	72,34	15,05	—	1,22	0,59	1,02	4,42	4,14	0,43	—
3	70,16	14,87	0,97	3,17	2,14	2,14	2,22	3,43	0,99	0,67
4	65,85	17,12	3,65	2,81	1,47	1,89	3,17	3,74	1,31	—
5	72,44	12,31	3,83	0,81	0,27	1,59	3,63	4,31	0,58	0,16
6	75,46	13,45	—	2,22	0,42	0,73	2,46	3,65	1,11	—
7	60,47	14,58	—	10,67	3,80	6,75	1,21	2,29	—	—
8	75,24	12,58	0,84	1,72	0,42	1,22	4,84	1,70	1,81	—
9	78,72	12,94	0,98	0,25	0,40	0,09	0,81	4,01	1,60	Следы
10	77,61	12,94	0,84	1,44	1,05	0,39	2,61	2,36	1,06	—

Коэффициенты Нигглы

	si	al	c	fm	alk	k	mg
1	492	52	10	7	31	0,5	0,0
2	385	47	10	6	37	0,4	0,5
3	320	40	30	10	20	0,5	0,5
4	260	40	30	8	22	0,4	0,3
5	378	38	21	9	32	0,4	0,1
6	480	50	15	5	30	0,5	0,3
7	183	26	44	22	8	0,6	0,4
8	440	43	16	7	34	0,2	0,2
9	630	61	12	1	26	0,8	0,4
10	507	49	22	3	26	0,4	0,5

1 — среднезернистый серый гнейс; окрестности Житомира. 2 — двуслюдяной гнейс; Таймыр, Сибирь. 3 — слюдяно-гранатовый гнейс южной части Кыштымской дачи. 4 — слюисто-геллефлиновый гнейс; Джидинский хребет, Сибирь. 5 — мигматитовый гнейс; окрестности Кременчуга, УССР. 6 — гранулит с небольшим содержанием биогита; Пеннг, Саксония. 7 — пироксеновый гранулит; между Танненбергом и Обер-Кроссеном, Саксония. 8 — геллефлинга; Швеция. 9 — двуслюдяной гнейс (инъекционный); Тичино, Италия (мезозона). 10 — серицит-альбитовый гнейс; Н.-Исовский прииск, Урал.

Химический состав гнейсов находится в тесной зависимости от их происхождения. Среди гнейсов можно различать такие, которые получились вследствие перекристаллизации и преобразования в одних случаях магматических пород (ортогнейсы), в других — осадочных (парагнейсы). Кроме того, имеется группа гнейсов, главным образом полосчатых, с ленточным слоением, которые образовались преимущественно из глинистых сланцев путем перекристаллизации их и инъекции тонкими жилками аплитов (микстогнейсы).

Ортогнейсы по составу своему чаще всего чрезвычайно сходны с гранитами; содержание кремнекислоты в них колеблется в общем от 70 до 85%, содержание других окислов в общем то же, что в гранитах и диоритах. Наоборот, в парагнейсах наблюдается часто сходство по химическому составу с глинистыми породами (глинистыми сланцами), что выражается в большом содержании  $Al_2O_3$ , частом преобладании  $K_2O$  над  $Na_2O$ . Особенно большое содержание  $CaO$  указывает на образование гнейса из известково-глинистых пород. Известны также гнейсы, состав которых весьма сходен с составом некоторых песчаников; они характеризуются большим содержанием  $SiO_2$  и малым —  $Al_2O_3$ .

К катаортоклазовым гнейсам относятся биотитовые гнейсы, по большей части образовавшиеся из гранитов, сиенитов, кислых жильных и излившихся пород и их туфов (ортогнейсы), также из некоторых брекчий, аркозов и глин, имеющих состав, сходный с этими породами. Многие из них образовались путем инъекции, при этом образуются смешанные породы (микстогнейсы или мигматиты) с различным относительным содержанием инъецированного материала.

В том случае, когда биотит в большей или меньшей степени замещен авгитом или роговой обманкой, гнейсы носят название авгитовых и роговообманковых ортоклазовых гнейсов.

Ортоклазовые гнейсы пользуются чрезвычайно широким распространением, выступая повсюду, где имеются докембрийские породы, иногда громадными массами. В СССР особенно часто выступают в области Украинской кристаллической полосы, Карелии, на Урале, Кавказе, в Восточной Сибири и др., чрезвычайно часто в Западной Европе, громадные площади занимают в Финляндии, Скандинавии, Канаде и др.

По химическому составу, так же как и минералогическому, эти породы большей частью близки к гранитоидам.

В некоторых случаях ортоклазовые гнейсы бедны темными минералами, иногда совсем лишены их. К этой группе ортоклазовых гнейсов относятся такие слабо сланцеватые, частью массивные породы, как гранулиты и геллефлинты.

Гранулиты классически представлены в Саксонии (саксонская гранулитовая область), они же выступают и в других местах — в Баварском Лесу, на острове Цейлоне, также в Фин-

ляндии, на Украине в Киевской области (окрестности села Каменки).

Среди гранулитов различают белые гранулиты (вейшштейны) и черные (пироксеновые) гранулиты.

Белые гранулиты почти совершенно лишены слюды, богаты гранатом; часто с ленточным сложением; состоят из мелкозернистого агрегата кварца и полевого шпата с порфиробластами граната. Обычно они содержат в виде примесей биотит (обусловливающий переход гранулита в биотитовый ортоклазовый гнейс), турмалин, силлиманит, дистен, корунд, зеленую шпатель.

В пироксеновых гранулитах, окрашенных в темные цвета, наряду с полевыми шпатами присутствуют авгит, диаллаг, часто также гиперстен, в большом количестве гранат. Сложение обыкновенно типично гнейсовое, полосчатое.

Геллефлинта образована тонкозернистым до плотного агрегатом кварца и полевого шпата с примесью зернышек рудных минералов, листочков слюды; в плотной основной массе, окрашенной в серые, красные, буро-черные, зеленые цвета, располагаются отдельные порфиробласты кварца и полевых шпатов. По химическому составу геллефлинты в большинстве случаев соответствуют кварцевым порфирам и липаритам и считаются продуктами перекристаллизации этих пород, могут быть и осадочного происхождения (из аркозов). В Швеции геллефлинта находится в тесной связи с гнейсами, среди которых она залегает.

Некоторые из этих пород характеризуются особенно высоким коэффициентом  $al$ , сближающим их с породами осадочного происхождения, например двуслюдяной гнейсе Тичино.

Из тех же глубинных и осадочных пород, как катаортоклазовые гнейсы, образуются и мезоортоклазовые гнейсы, отличающиеся от первых прежде всего более резко выраженной сланцеватой текстурой (кристаллизационной сланцеватостью). Эта текстура обусловлена взаимно параллельным расположением листочков слюды, часто вытянутых зерен кварца и полевых шпатов, которые иногда образуют линзовидные агрегаты.

В минералогическом отношении они отличаются присутствием, кроме кварца, ортоклаза, микроклина, кислого плагиоклаза (альбит до андезина) и биотита, характерных для мезозоны, цоизита, а также мусковита, нередко срастающегося с биотитом.

Среди мезогнейсов имеются также и инъекционные разности.

К мезогнейсам относятся мусковитовые гнейсы, обычно резко сланцеватые, богатые мусковитом, образовавшимся за счет ортоклаза катазоны; изредка в них присутствуют как примеси дистен, гранат, корунд, турмалин. Значительно шире распространены двуслюдяные гнейсы; чаще образуются из гранитов и сиенитов, чем из осадочных пород; в последнем случае они богаче слюдами или алюминиевыми минералами. Развиты в ряде мест СССР — на Урале, в Сибири.

Биотитовые ортоклазовые гнейсы редко встречаются в мезозоне; обычно они осадочного происхождения, часто содержат гранат и ставролит. К ортоклазовым гнейсам этой же зоны, бедным темными минералами, принадлежат сланцеватые гранулиты, в которых биотит обычно замещен гранатом, иногда дистеном.

В эпизонозе все эти породы замещаются серицит-альбитовыми гнейсами, главными составными частями которых являются кварц, альбит, серицит, хлорит; подчиненную роль играет роговая обманка; другие полевые шпаты попадают в виде остатков; часты цоизит и эпидот. Из второстепенных минералов — апатит, циркон, титанит, далее кианит, гранат, ставролит. Структура гомеобластическая и порфириобластическая, бластопорфировая, иногда реликтовая. Текстура тонкая кристаллизационно-сланцеватая, очковая до сланцеватой.

Серицит-альбитовые гнейсы обычно осадочного происхождения; часто развиты среди филлитов, переходят в серицитовые филлиты.

Серицито-ортоклазовые гнейсы эпизонозы образуются часто при динамометаморфизме гранитов и сиенитов и отличаются резко выраженными катаклазами; дробленный кварц и полевые шпаты растягиваются полосами вместе с серицитовыми полосками; отдельные уцелевшие зерна кварца или полевого шпата окружены изгибающимися вокруг них оболочками из других минералов.

Все эти породы тесно связаны с ортоклазовыми породами мезо- и катазоны.

Сланцеватую структуру гнейсов используют для изготовления плит, которые идут для лестниц, крыш и т. д. Сильно уступают в техническом отношении гранитам. Для постройки мощных не годятся, за исключением некоторых гнейсов, обладающих параллелепипедальной отдельностью (Карльскрона и другие в Швеции); употребляются как щебень для шоссе, балласта железнодорожного полотна. При резко выраженной сланцеватости легко разрушаются под влиянием процессов замерзания.

### СИЛЛИМАНИТ-КОРДИЕРИТОВЫЕ (ГЛИНОЗЕМ-СИЛИКАТНЫЕ) ГНЕЙСЫ

Гнейсы, относящиеся к этой группе, отличаются в химическом отношении значительными колебаниями в содержании  $\text{SiO}_2$  — от 50 до 75%; в первом случае может выделиться свободный глинозем в виде корунда; обычно имеется избыток  $\text{SiO}_2$  в виде кварца;  $\text{K}_2\text{O}$  большей частью преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$ . В довольно большом количестве присутствуют  $\text{MgO}$  и окислы Fe, также с большими колебаниями.

Состав этих гнейсов несравним ни с одной из магматических пород; почти все они представляют собой продукты метаморфи-

зации осадочных пород, богатых глиноземом (глин, глинистых песков), частью мергелистых, в некоторых случаях в большей или меньшей степени инъцированных.

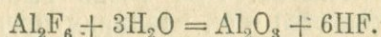
Среди них можно различать породы катазоны — силлиманит-кордиеритовые гнейсы, мезозоны — глинозем-силикатные гнейсы и слюдяные сланцы и эпизоны — богатые глиноземом альбитовые гнейсы и филлиты.

К группе силлиманит-кордиеритовых пород катазоны относятся гнейсы, главными минералами которых являются кварц, ортоклаз, микроклин, микропертит, кислые плагиоклазы (альбит до андезина), биотит, силлиманит, гранат, кордиерит, второстепенными — апатит, циркон, титанит. Иногда видную роль играют графит, шпинели. Текстура от массивной до сланцеватой, структура гранобластическая, разной крупности зерна (от крупнозернистых до мелкозернистых), часто роговиковая, иногда сито-видная.

От ортоклазовых гнейсов отличаются присутствием значительных количеств граната, силлиманита, кордиерита, характеризующих породу. Простым глазом можно различать сероватый, иногда голубоватый кварц, белый и желтоватый, светлый мясо-красный микроклин, бурый и черный биотит, красный до розового гранат, беловато-синеватый кордиерит, белый с шелковистым отблеском силлиманит. Последний, всегда волокнистый (фибrolит), сопровождается кварц, кордиерит, биотит; кордиерит в виде бесцветных изометричных зерен, иногда с плеохроичными оболочками.

Различают три типа этих пород: 1) силлиманитовые, 2) кордиеритовые и 3) гранатовые гнейсы.

Силлиманитовые гнейсы характеризуются преобладанием кварца, ортоклаза и силлиманита при малом количестве плагиоклаза и биотита; гранат и кордиерит редко отсутствуют; обычно в них мало MgO, CaO и окислов железа. Часть избытка глинозема в инъекционных разновидностях этих гнейсов может получаться путем пневматолита:



Кордиеритовые гнейсы большей частью массивные, иногда сланцеватые. Отличаются сравнительно большим содержанием MgO и FeO, в связи с присутствием биотита и кордиерита. Кварца обычно мало, большей частью присутствуют силлиманит и гранат. Иногда присутствует графит. Часто встречаются в областях развития кристаллических сланцев (Силезия, Бавария, Норвегия и др.).

Гранатовые гнейсы также слабо сланцеватые, мелко- и крупногранобластические, довольно богатые гранатом. Бедный кварцем, очень богатый гранатом биотитовый парагнейс с примесью графита и кордиерита получил название кинцигита (Оденвальд, Шварцвальд) [табл. XX, рис. 6].

К этому же типу пород относятся играющие крупную роль в северо-западной части Украинской кристаллической полосы гранатово-кордиеритовые породы, обычно называемые гранатовыми гранитами Бердичева; состоят из кварца, ортоклаза, кислого плагиоклаза, биотита и довольно большого количества кордиерита и граната; эти породы часто массивные, в значительной степени интрузивные.

Графитовые гнейсы, окрашенные в темный цвет, состоят из кварца, полевых шпатов и более или менее значительного (от 3 до 15% и более) количества чешуй графита, наряду с биотитом. Образуют полосы и залежи среди других катагнейсов в ряде мест Украины, на р. Амуре, в окрестностях Пассау в Баварии, на Мадагаскаре и др. Представляют ценную породу для извлечения чешуйчатого графита, идущего на изготовление тиглей.

В мезозоне полевые шпаты глинозем-силикатных катагнейсов в большей или меньшей степени замещены: калиевый — мусковитом, плагиоклаз — частично цоизитом и эпидотом с выделением альбита. Текстура отличается более резко выраженной кристаллизационной сланцеватостью, носит часто линейный или очковый характер, нередко гелицитовая. Структура гомеобластическая, порфиробластическая, пойкилобластическая.

Наряду с породами, содержащими полевой шпат (гнейсами), в мезозоне находятся и породы, в которых он отсутствует (сланцы); в большом количестве присутствуют мусковит, биотит, реже парагонит часто как главные составные части гранат, кианит, ставролит. Углерод образует чешуйки или плотные массы (графитоид).

К числу мезогнейсов относятся кианитовые, гранатовые и ставролитовые гнейсы, к мезосланцам — слюдяные, кианит-слюдяные, гранат-слюдяные и ставролит-слюдяные сланцы.

Между всеми этими породами существуют переходы. Чистые ставролитовые и кианитовые гнейсы встречаются редко, обычно содержат гранат. Породы такого рода широко распространены среди кристаллических сланцев Альп.

Крупное геологическое значение имеют слюдяные сланцы, обычно резко сланцеватые, нередко складчатые до пльчатых. Кварц то равномерно смешан со слюдой и иногда с небольшим количеством полевого шпата, то образует самостоятельные полоски. Порфиробласты, как бы облекаемые слюдой, образованы гранатом (Карелия, Урал и др.), изумрудом (в изумрудных коях Южной Африки), изредка полевыми шпатами и др. В виде второстепенных минералов могут присутствовать апатит, рутил, турмалин, магнетит и др.

Особенно широко распространены биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные сланцы (табл. XXI, рис. 1), выступающие в огромном количестве мест, в особенности там, где имеются

*Мисс*  
докембрийские образования. Парагонитовые сланцы не встречаются совместно с гнейсами, но преимущественно в более высоких горизонтах докембрия и среди кристаллических сланцев более юного возраста. Особенно известны парагонитовые сланцы Сен-Готарда с идиобластами кианита, ставролита и др., встречаются также в Нижне-Исетском округе на Урале и других местах.

В зависимости от присутствия в большом количестве того или иного второстепенного минерала различают слюдяные сланцы: гранатовые, ставролитовые, андалузитовые (Баварский Лес, Силезия, Швеция), кианитовые Кольского полуострова, в Карелии и на юге Урала, а также на р. Маме (Восточная Сибирь). В некоторых случаях состоят почти исключительно из слюды.

К эпизоне принадлежат богатые глиноземом альбитовые гнейсы и филлиты, обычно тонкозернистые, гранобластические, лепидобластические, порфиробластические с кластическими реликтовыми структурами. Обладают резко выраженной сланцеватостью. Главными составными частями их являются кварц, альбит, серицит, хлорит, хрупкие слюды, гранат, иногда кианит и ставролит. Они крупнозернистые до тонкозернистых. По структуре сходны с породами эпизоны первой группы (см. классификацию по Грубенману), но отличаются более резко выраженной листоватой структурой. К ним относятся гнейсы: серицит-альбитовые, богатые глиноземом, гранат-альбитовые, кианит-альбитовые, ставролит-альбитовые, среди богатых глиноземом филлитов — серицит-хлоритовые, кианитовые, гранатовые, ставролитовые, оттрелитовые.

Филлиты представляют собой чаще всего тонкосланцеватые породы, окрашенные в зеленые, красноватые, серые, бурные и черные цвета, на поверхности сланцеватости которых блестят тонкие чешуйки серицита; в поперечном изломе видны тонкозернистые агрегаты кварца. В них же нередко присутствуют линзовидные и жилковидные скопления кварца. Кроме того, присутствуют в небольшом количестве, иногда в виде довольно крупных порфиробластов, гранат, цоизит, ставролит, биотит, реже альбит, андалузит, кордиерит, также и непрозрачные минералы — титанистый железняк, пирит и др. От слюдяных сланцев филлиты отличаются главным образом значительно более слабой степенью кристаллическости. Наряду с филлитами, представляющими, судя по их составу, первые стадии перекристаллизации глинистых сланцев и близких к ним пород, встречаются и филлиты магматического происхождения (ортофиллиты).

Филлиты пользуются широким распространением, главным образом в более высоких горизонтах докембрийских образований; они же присутствуют в большом количестве в палеозойских отложениях, в мезозойских и кайнозойских — встречаются редко.

## Химические анализы силлиманит-кордиеритовых гнейсов

	SiO <sub>2</sub>	TiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
1	57,09	—	27,82	2,80	—	2,46	2,96	2,17	2,61	1,65
2	64,44	1,7	18,18	—	6,24	2,98	0,67	0,46	3,19	2,10
3	45,33	1,61	27,90	—	10,80	5,94	3,98	2,94	2,96	0,66
4	56,24	0,82	19,05	5,41	5,23	2,90	2,07	1,88	3,34	3,00
5	45,99	1,70	24,52	8,05	3,34	3,06	2,75	1,11	6,01	3,51
6	62,06	0,94	17,62	4,33	3,00	1,83	1,11	3,11	3,42	2,72
7	56,88	1,16	21,45	1,78	4,59	2,16	1,47	1,64	3,87	5,08
8	69,00	—	21,36	0,53	—	0,55	0,15	0,40	2,20	6,00

## Коэффициенты Ниггли

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>c</i>	<i>fm</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
1	192	56	20	11	13	0,4	0,6
2	273	45	42	3	10	0,8	0,5
3	100	38	41	10	11	0,4	0,5
4	190	37	43	7	13	0,5	0,3
5	132	40	38	8	14	0,8	0,3
6	246	41	34	5	20	0,4	0,3
7	215	47	32	6	15	0,6	0,4
8	438	80	8	1	11	0,8	0,7

1 — слюдяной гранатовый гнейс (0,06%С); Чуднов, Житомирская область.  
 2 — кордиеритовый гнейс, по составу близкий к глинистому сланцу; Саксония.  
 3 — силлиманит-гранатовый гнейс. 4 — гранатовый гнейс, образовавшийся из глинистого сланца; река Ханем, Северный Урал. 5 — мезогранатовый гнейс; Швейцария, Альпы. 6 — богатый глиноземом серицит-альбитовый гнейс; Альпы, Валлис. 7 — серицитовый филлит; Симплон, Альпы. 8 — глинистый тальково-серицитовый сланец; там же.

В химическом отношении бросается в глаза большое значение коэффициентов *al* и *fm*, сумма которых значительно превышает сумму *c* и *alk*, за немногими исключениями, что говорит в пользу осадочного происхождения большинства из них.

## ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ГНЕЙСЫ

К плагиоклазовым гнейсам относятся породы, главными составными частями которых являются в катазоне кварц, кислый плагиоклаз (олигоклаз до андезина), авгит, роговая обманка и биотит; калиевые полевые шпаты играют подчиненную роль. Могут присутствовать гранат, иногда силлиманит или кордиерит, графит, кальцит. В мезозоне часть плагиоклаза замещается цоизитом и эпидотом, часть биотита — мусковитом, авгит — роговой обманкой, графит — графитоидом; в эпизоне полевые шпаты

полностью замещаются альбитом, цоизитом, эпидотом, серицитом, магнетитом, железистые минералы — хлоритом.

В химическом отношении отличаются значительными колебаниями  $\text{SiO}_2$  (55—75%), меньшим количеством щелочей, полностью насыщающих  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , большим содержанием  $\text{CaO}$  сравнительно с предыдущими группами. Несколько увеличивается содержание  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ . Сходны с кислыми породами диоритовой магмы, частью также с некоторыми глинистыми осадочными породами, из которых они могли образоваться, частью носят смешанный характер.

Текстура массивная только в катазоне, в остальных зонах она резко сланцеватая, в особенности в эпизоне.

Структура в породах катазоны гранобластическая и бластогранитовая; в мезозоне преобладают структуры гомеобластические (по большей части лепидобластические, пойкилобластические, порфиробластические, иногда слабо бластогранитовые); в эпизоне — тонко-, grano-, и лепидобластические, порфиробластические, наряду с различными катакластическими и реликтовыми структурами.

Плагиоклазовые гнейсы катазоны — мелко-, средне- и крупнозернистые, редко плотные породы серовато-зеленого цвета, иногда пятнистые; обычно наблюдается ясная сланцеватость. Играют второстепенную роль по отношению к ортоклазовым гнейсам, с которыми они тесно связаны (Украина, ряд мест Сибири и др.). В зависимости от их минералогического состава, среди них различают биотит-плагиоклазовые гнейсы (табл. XXI рис. 3), редко встречающиеся в чистом виде, обычно с примесью пироксенов и амфиболов, роговообманково-плагиоклазовые гнейсы, часто содержащие много зеленой роговой обманки, обычно с примесью биотита, массивные и сланцеватые, и авгит-плагиоклазовые гнейсы, также иногда массивные, тонкозернистые до крупнозернистых, часто с гранатом. Авгит-плагиоклазовые гнейсы, образовавшиеся из осадочных пород, часто обладают роговиковой структурой; при содержании в них карбонатов, скаполитов и др. переходят в породы известково-силикатной группы.

Некоторые из этих пород бедны темными минералами и по всем признакам связаны с аплитовыми породами диоритовой магмы.

Очень близко стоят к ним, отличаясь структурой, плагиоклазовые гнейсы мезозоны; авгит-плагиоклазовые гнейсы в этой зоне отсутствуют. Биотитовые и роговообманковые гнейсы мезозоны имеют обычно ясно выраженное кристаллизационно-сланцеватое строение; в них присутствует значительное количество минералов группы эпидота; плагиоклаз — обычно альбит. Они часто встречаются вместе с мезоортоклазовыми гнейсами, с которыми они связаны постепенными переходами.

В эпизоне все эти породы заменены, благодаря преобразованию плагиоклаза в альбит и минералы группы эпидота, эпи-

дотальбитовыми гнейсами и эпидотовыми филлитами; в последних альбит отсутствует, часто присутствуют эпидот, кальцит, иногда гранат.

Таблица 63

Химические анализы плагиоклазовых гнейсов

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
1	60,47	—	14,58	—	10,67	3,80	6,75	1,21	2,29	—
2	49,47	1,62	19,24	1,43	5,06	6,66	9,20	4,07	1,97	0,98
3	55,05	0,91	16,29	3,34	4,20	4,84	7,58	2,59	2,53	1,09
4	63,41	0,58	17,45	0,92	2,62	2,42	5,80	3,58	1,74	1,04
5	52,42	1,20	19,80	0,78	4,20	4,65	6,28	1,88	2,75	6,25
6	55,68	0,94	20,18	2,83	3,74	2,46	4,26	3,13	3,52	3,09
7	48,88	—	17,94	2,57	8,03	7,85	6,72	4,12	0,48	2,83
8	47,66	—	24,21	4,28	4,08	4,56	6,49	1,57	2,63	3,85
9	49,07	0,86	17,54	2,43	10,00	4,32	11,35	0,43	1,02	1,91

Коэффициенты Ниггли

	si	al	fm	c	alk	k	mg
1	180	26	44	22	8	0,6	0,4
2	120	27	38	23	12	0,2	0,6
3	156	27	38	23	12	0,4	0,5
4	230	37	23	23	17	0,2	0,6
5	158	35	33	21	11	0,5	0,6
6	185	39	29	15	17	0,4	0,4
7	116	25	43	17	10	0,1	0,6
8	125	38	36	18	8	0,5	0,5
9	123	26	41	30	3	0,6	0,4

1 — гиперстеновый гнейс (катазона); Саксония. 2 — роговообманково-плагиоклазовый гнейс (катазона); Австрия. 3 — биотит-плагиоклазовый гнейс (катазона); юго-западная Финляндия. 4 — роговообманково-плагиоклазовый (тоналитовый) гнейс (мезозона); Тироль. 5 — эпидот-альбитовый гнейс; Сен-Готардский туннель, Альпы. 6 — эпидотовый филлит; Айроло, Италия. 7 — альбитовый амфиболит; Нижне-Тагильский район. 8 — эпидот-хлоритовый сланец; Исковский район, Урал. 9 — роговообманковый гнейс; Канский район.

Значения коэффициентов Ниггли говорят в пользу эпимагматического генезиса этих пород.

ЭКЛОГИТЫ И АМФИБОЛИТЫ

К эклогитам и амфиболитам относятся породы, главными составными частями которых являются основные плагиоклазы (андезин до анортита), обыкновенный авгит, омфациит, иногда диопсид, диаллаг и ортопироксены, также гранат. Роль второстепенных минералов играют биотит,

кианит, амфибол, ортоклаз, кварц. В мезозоне наряду с основным плагиоклазом присутствуют цоизит и эпидот, авгит замещен обыкновенной роговой обманкой, иногда также гедритом и антофиллитом; присутствует в большом количестве биотит, среди второстепенных минералов мусковит и парагонит. В эпизоне плагиоклаз замещен альбитом и цоизитом, присутствуют роговая обманка, также глаукофан и хлорит, среди второстепенных, кроме кварца, присутствуют серицит, карбонаты, тальк, хлоритоиды, серпентин, иногда турмалин.

В химическом отношении отличаются сравнительно небольшим содержанием  $\text{SiO}_2$  (45—60%); содержание  $\text{K}_2\text{O}$  незначительное; сильно возрастает содержание  $\text{CaO}$ . После соединения с щелочами избыток  $\text{Al}_2\text{O}_3$  соединяется не только с Ca, но и с Fe, и тем самым увеличивается содержание темных минералов. В общем уменьшается содержание щелочей, возрастает сумма  $\text{CaO}$  и окислов железа.

Текстура в катазоне массивная до сланцеватой, в мезозоне ясно выражена кристаллизационная сланцеватость; в эпизоне, наряду с кристаллизационной сланцеватостью, наблюдается также механическая сланцеватая и полосчатая текстура, вызванная катаклазами.

Структура в катазоне гомеобластическая (гранобластическая), иногда порфиробластическая, в мезозоне гомеобластическая (гранобластическая до нематобластической), диабластическая различных видов, пойкилобластическая, часто келифитовая, в эпизоне тонкая гранобластическая, ленидобластическая, нематобластическая, пойкилобластическая, редко порфиробластическая. Часты реликтовые и катакластические структуры.

В химическом отношении эти породы очень близко стоят к породам габбровой или основной диоритовой магмы, частью и образуются из этих пород, например из диабазов и их туфов. В других случаях образуются также и из осадочных пород, главным образом доломитовых глинистых мергелей. Имеются также и смешанные породы (инъцирированные).

Породы катазоны представлены так называемыми плагиоклаз-авгитовыми породами и эклогитами, которые отличаются содержанием основного плагиоклаза, с обычными в кристаллических сланцах аллотриоморфными очертаниями. Плагиоклаз-авгитовые породы, называемые также эрлановыми, встречаются в ограниченном количестве и переходят в авгитовый амфиболит; текстура обычно массивная; образуют обыкновенно залежи среди гнейсов, тесно связаны с эклогитами и амфиболитами (Шварцвальд).

Эклогитами называются крупнозернистые до среднезернистых породы, обычно массивные, состоящие из омфацита и красного граната (табл. XXI, рис. 4).

В общем состав эклогитов довольно пестрый: кроме граната и омфацита, в состав их входят щелочная роговая обманка,

биотит, плагиоклаз и другие минералы. В химическом отношении характеризуются повышенным содержанием глинозема и щелочей. Имеются две группы этих пород. Одни связаны с сиалевой оболочкой земли и образуются под влиянием поднятия мигматитового фронта, т. е. повышения температуры в синклиналиях. Другой тип эклогитов обладает иным парагенезом; они связаны с оливиновыми и богатыми оливином породами, в частности с серпентинитами. Это так называемые магматические эклогиты. Существует мнение, поддерживаемое Эскола, согласно которому эти последние образуют непрерывную оболочку в земном шаре, расположенную над дунитовой.

В мезозоне пироксен переходит в уралит, причем иногда одновременно выделяется некоторое количество кислого плагиоклаза (фельдшпат-уралитизация); в присутствии щелочей происходит иногда и глаукофанизация пироксена, в результате чего получаются эклогитовые амфиболиты и соответственно эклогитовые глаукофаниты. Обычно они развиты одновременно с амфиболитами мезозоны, с которыми они связаны переходами.

В зависимости от их состава различают амфиболиты плагиоклазовые (антофиллититы, гедрититы), гранатовые, цоизитовые и скаполитовые.

Плагиоклазовые амфиболиты (табл. XXI, рис. 5) — черно-зеленые, серо-зеленые, иногда светлоокрашенные, крупнозернистые до мелкозернистых породы, с ясно выраженной сланцеватой структурой; главными минералами являются только основные плагиоклазы и из темных минералов обыкновенная роговая обманка, иногда гедрит или антофиллит (гедрититы, антофиллититы). Для них характерна габброидная структура вследствие одинакового идиоморфизма плагиоклаза и амфибола.

С плагиоклазовыми амфиболитами тесно связаны гранатовые, отличающиеся довольно значительными колебаниями структуры. Гранат иногда переходит в уралит и плагиоклаз с образованием келифитовых оболочек вокруг гранатовых зерен; нередко диаблестические структуры, с остатками пироксена, преобразуемого в уралит. В других случаях структура гранобластическая, иногда со значительным избытком плагиоклаза.

Гранатовые и плагиоклазовые амфиболиты широко распространены в областях развития кристаллических сланцев, главным образом в докембрии Карелии, Украины, также среди более южных пород Урала.

При значительном замещении плагиоклазов минералами группы эпидота или скаполитами получают цоизитовые и скаполитовые амфиболиты, последние часто контактного происхождения (табл. XXI, рис 6).

В эпизоне аналогичные породы представлены альбит-хлоритовыми амфиболитами, в зависимости от большего или меньшего содержания эпидота или хлорита называемыми иногда

также эпидот-альбитовыми или хлорит-альбитовыми, также эпидот-хлоритовыми сланцами и глаукофанитами. Все эти породы по большей части сланцеватые, иногда массивные.

К этой же группе пород, образовавшихся в эпизоне, относятся различные продукты преобразования габбровых пород, так называемые габбровые сланцы, как, например, флазергаббро (волокнистое габбро) со сланцеватой структурой, с уралитизированным пироксеном и сосюритизированными плагиоклазами, сосюритовые габбро, в которых сланцеватая структура менее резко выражена.

Химические анализы эглогитов и амфиболитов

Таблица 64

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
1	44,06	2,29	17,63	3,40	9,96	7,19	11,58	2,92	0,91	0,17
2	59,97	—	13,10	10,23	—	4,36	3,79	8,47	—	0,77
3	46,62	1,11	14,50	2,24	11,84	9,09	8,94	1,42	0,61	2,74
4	55,87	1,56	9,73	2,12	13,48	5,84	4,50	2,62	0,60	2,14
5	43,83	1,97	12,66	13,6	9,75	6,02	8,36	2,07	0,40	1,43
6	52,07	1,40	17,46	7,49	3,24	4,95	9,04	2,83	0,19	1,07
7	52,11	1,94	3,34	5,19	9,82	6,45	6,43	2,98	0,50	1,63
8	44,82	2,38	20,18	3,47	4,04	7,84	10,82	2,03	1,30	3,43
9	49,41	—	18,25	3,06	7,12	7,56	10,10	2,02	1,73	0,38
10	42,95	—	15,11	7,76	4,02	2,65	20,80	1,52	1,38	3,24
11	48,26	0,34	15,12	0,57	5,54	12,31	12,21	1,22	0,57	2,97
12	46,32	1,45	16,68	3,03	8,73	6,65	9,83	3,46	0,53	—

Коэффициенты Нингли

	si	al	fm	c	alk	k	mg
1	92	22	45	25	7	0,2	0,5
2	106	19	56	21	4	0,2	0,5
3	160	16	62	14	8	0,1	0,4
4	96	16	59	20	5	0,1	0,3
5	135	27	41	25	7	0,04	0,5
6	133	20	55	17	8	0,1	0,4
7	102	27	41	26	6	0,3	0,7
8	112	24	44	25	7	0,4	0,6
9	92	19	28	48	5	0,4	0,3
10	104	19	50	28	3	0,2	0,8
11	110	23	45	24	8	0,1	0,5

1 — эглогит; Зульцаль, Тироль. 2 — амфиболит; окрестности Корсуни, Киевская область. 3 — сланцеватый амфиболит; река Ангара, Восточная Сибирь. 4 — амфиболит с отчасти сохранившейся диабазовой структурой; там же. 5 — гранатовый амфиболит; река Ханым, Северный Урал. 6 — эпидотовый амфиболит; там же. 7 — альбитовый амфиболит; там же. 8 — эпидот-хлоритовый сланец; Альпы. 9 — плагиоклазовый амфиболит; Исовский район, Урал. 10 — эглогит (авгит-гранат-плагиоклазовая порода); Бисертская дача, Урал. 11 — которанскит. 12 — роговообманковый сланец; Халиловский район.

Коэффициенты Ниггли показывают, насколько близки породы группы эклогитов и амфиболитов к группе магматических пород, производных базальтово-габброидной магмы.

### МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫЕ СЛАНЦЫ

Состав пород, относящихся к этой группе, крайне разнообразен: в них присутствуют разнообразные магнезиальные и магнезиально-железистые силикаты, частью безводные (оливины, пироксены, гранаты), частью гидроксильные (амфиболы, хлориты, тальк, серпентин).

В химическом отношении породы этой группы отличаются очень малым содержанием как  $\text{SiO}_2$  (всего 30—52 молекулярных процента), так и  $\text{K}_2\text{O}$ , незначительной общей суммой щелочей, колеблющимися количествами  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , значительным содержанием  $\text{MgO}$  и окислов железа.

Породы такого состава образуются по преимуществу, с одной стороны, из перидотит-пироксенитовых магматических пород, с другой стороны, сближаются с богатыми окислами магния и железа глинистыми осадочными породами, с которыми связано происхождение сравнительно незначительной их части.

Минералогический состав этих пород в катазоне характеризуется присутствием оливина, граната, орто- и клинопироксена, роговой обманки, частью также хромита, небольших количеств биотита, плагиоклаза, кварца.

Породы с оливином и пироксеном интересны в том отношении, что они очень близки к породам, являющимся производными ультрабазитовой магмы, получающимся путем кристаллизационной дифференциации и относимым к группе перидотитов; они отличаются условиями залегания и до известной степени также своим парагенезом.

В мезозоне оливины и пироксены заменяются главным образом различными амфиболами — обыкновенной роговой обманкой, актинолитом, грюнеритом, иногда гедритом и антофиллитом. Присутствуют гранат, в меньшем количестве плагиоклаз и минералы группы эпидота, мусковит, хромит, карбонаты. Наконец, в эпизоне происходит глубокое изменение этого минералогического состава с развитием главным образом хлорита, талька и антигорита; присутствуют актинолит, карбонаты, цоизиты, альбит, турмалин.

Текстура в катазоне массивная до сланцеватой; в мезозоне более или менее резко выражена сланцеватость: в эпизоне часто наблюдается кристаллизационная сланцеватость и гелицитовая текстура.

Структура в катазоне гомеобластическая, главным образом гранобластическая, в мезозоне гранобластическая до нематобластической и порфиробластическая, в эпизоне лепидобластическая, нематобластическая, порфиробластическая.

В катазоне к этой группе относятся гранат-оливиновые породы (табл. XXII, рис. 1), почти совершенно массивные или не особенно резко сланцеватые оливиновые сланцы, состоящие частью из оливина и граната, частью из оливина и руд (хромистого железняка), часто с примесью авгита. Образуют небольшие залежи среди гнейсов. Сюда же относятся авгитовые сланцы, редко встречающиеся, состоящие почти исключительно из авгита.

В мезозоне их заменяют роговообманковые сланцы, состоящие почти исключительно из амфиболов, с примесью сравнительно небольшого количества второстепенных минералов, среди которых характерными являются цоизит, эпидот, мусковит, шпинель, карбонаты; они то сланцеватые, то приобретают массивную структуру (роговообманковые породы). Обычно перемежаются с амфиболитами среди гнейсовых толщ.

Актинолитовые породы состоят из удлиненных лучистых кристаллов зеленого актинолита и окрашены в различные тона зеленого цвета; редко обогащаются гранатом; обычно обладают резко выраженной гранобластической или нематобластической структурой. Близкие к ним нефрититы массивны, имеют спутанно-волокнистое строение, состоят из тончайших иголок и волокон актинолита (Центральная Азия, Восточная Сибирь, Новая Зеландия). Актинолитовые сланцы нередки в Альпах, местами они тесно связаны с доломитами и имеют в таком случае осадочное происхождение. К этой же группе относятся антофиллитовые и гедритовые, грюнеритовые и куммингтонитовые сланцы (докембрий Кривого Рога, района Курской магнитной аномалии).

В эпизоне породы приобретают особенно резкую сланцеватость, хотя и не всегда заметную, и дают ряд характерных горных пород — хлоритовые, тальковые и серпентиновые (антигоритовые) сланцы.

Хлоритовые сланцы (табл. XXII, рис. 2) — темнозеленые и светлозеленые, плотные и тонкочешуйчатые породы, массивные, по большей части сланцеватые, состоящие главным образом из хлорита (пеннина, клинохлора) и магнетита. Магнетит часто образует мелкие октаэдры; иногда присутствуют гранат, шпинель, актинолит, турмалин, также цоизит, эпидот, серпентин, карбонаты. Образовались большей частью из основных и ультраосновных магматических пород; иногда могут образоваться и из осадочных пород; в таком случае отличаются сравнительно значительным содержанием глинозема. На Урале образуют крупные залежи и целые полосы в областях развития метаморфических пород и тесно связаны переходами с основными излившимися породами силурийско-девонского возраста; имеют разнообразный состав; в них присутствуют хлорит, альбит, цоизит, эпидот, иногда мусковит, актинолит. Их объединяют иногда в одну группу зеленых сланцев (празинитов). Эти породы особенно сильно изменены в областях, где они подвер-

гались гидротермальному метаморфизму одновременно с образованием в них рудных залежей.

Тальковые сланцы (и тальковые породы) зеленые разных оттенков, иногда серые и белые, плотные, тонко-, средне- и крупночешуйчатые; обычно состоят почти исключительно из талька; имеют особенно малую твердость, жирны наощупь. В чешуйчатых разностях, в особенности под микроскопом, проявляется сланцеватая структура. В крупных массах тальковые сланцы встречаются на Урале в свите метаморфических пород, где они разрабатываются как ценнейший материал для огнеупорной, частью (белые разновидности) для парфюмерной промышленности. В крупных массах встречаются также в Карелии (горшечные камни), где они образовались, возможно, за счет пикритов, и в других местах СССР.

К тальковым породам принадлежат сланцеватые и массивные листвениты, состоящие из талька и магнезита с примесью зерен кварца (Миасс, Березовск, Нижний Тагил и др.).

Серпентиниты образуются главным образом из оливинных, частью пироксеновых и амфиболовых пород в виде то антигорита, то хризотила. Наряду с серпентином в них может присутствовать гранат (пирро), окруженный келифитовой оболочкой.

Таблица 65

Химические анализы магнезиально-силикатных сланцев

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
1	43,47	0,15	2,97	4,42	4,48	39,44	3,30	—	—	1,87
2	53,21	Следы	2,49	4,98	1,02	23,51	11,09	0,76	Следы	2,81
3	54,07	0,69	1,22	2,10	2,65	23,83	12,81	—	—	2,83
4	29,69	1,84	23,66	2,07	2,89	—	21,78	0,57	0,36	11,91
5	31,54	—	5,44	10,18	—	41,54	—	—	—	9,32
6	39,35	0,14	7,51	3,18	8,94	27,1	3,26	0,73	0,38	9,48
7	34,10	0,0	2,62	1,46	2,39	27,64	0,20	0,0	0,02	30,56

Коэффициенты Нигглы

	si	al	fm	c	alk	k	mg
1	61	2	93	5	0	—	0,9
2	106	3	74	22	1	—	0,9
3	75	1	73	26	0	—	0,9
4	70	37	9	52	2	0,3	0,0
5	70	8	85	6	1	0,3	0,8

1 — гранато-оливиновая порода; Вогезы. 2 — нефрит; Цуг, Альпы. 3 — актинолитовый сланец; Беллинзона, Альпы. 4 — хлоритовый сланец осадочного происхождения; Чиванна, Альпы. 5 — Хлоритовый сланец; Тироль, Альпы. 6 — горшечный камень. 7 — лиственит (0,30% Si<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) Сугурские горы, Урал.

Окраска их разнообразная — от почти черной до зеленой различных оттенков, иногда (среди мраморов) они желтоватые до бесцветных. Обычно сопровождаются тальковыми и хлоритовыми сланцами, часто видны все стадии перехода от них до ультраосновных пород. В крупных количествах встречаются на Урале, где они являются носителями как хромовых, частью никелевых руд, так и волокнистого промышленного асбеста (Баженовский район).

По своему химическому составу породы 1 и 6 соответствуют ортавгитовой (перидотитовой) магме, но имеют совершенно иной минералогический состав, сравнительно с перидотитом.

### ЖАДЕИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Жадеитовые породы отличаются значительным содержанием щелочей.  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ ; щелочи связаны частью с глиноземом в молекуле  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  или  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ , частью с железом в молекуле  $\text{NaFeSi}_3\text{O}_8$ . Содержание кремнекислоты 60—70 молекулярных процентов. Обычно  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  отступают на задний план.

Эти породы близки к породам нефелиново-сиенитовой магмы, с которыми они нередко связаны генетически. Часть их тесно связана с осадочными породами, обогащенными в процессе метаморфизма щелочами, в первую очередь  $\text{Na}_2\text{O}$ .

В катазоне эти породы представлены жадеитом, встречающимся редко (Бирма, Куэнь-Лунь, в восточном Туркестане), состоящим почти исключительно из жадеита.

В мезозоне им соответствуют разнообразные мезощелочные гнейсы, отличающиеся содержанием ортоклаза, микроклина, альбита, олигоклаза-альбита, нефелина; из темных минералов часто присутствуют рибекит, арфведсоновитовые роговые обманки, эгирин, иногда также биотит, ортит, гранат. Текстура их часто сланцеватая и очковая. Структура кристаллобластическая, частью пойкилобластическая, нематобластическая.

Разнообразные по своему составу и структуре, эти гнейсы залегают обычно среди других гнейсов и слюдяных сланцев. К ним относятся нефелино-сиенитовые гнейсы Севадаеса в Португалии, различные рибекитовые гнейсы района Кривого Рога, по р. Желтой и др.

К эпизоне относятся щелочные гнейсы, в которых полевой шпат представлен альбитом, микроклин сохранился лишь в виде отдельных остатков, темные минералы представлены глаукофаном, актинолитом, частью кросситом, присутствуют лаусонит, хлорит, нефелин отсутствует совершенно. Породы обычно сланцеватые, с полосчатой текстурой. К ним относятся глаукофанортоклазовые гнейсы; некоторые глаукофановые гнейсы тесно связаны с жилами натрово-сиенитовых порфиров.

## Химические анализы жадеититов

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
1	58,46	—	25,75	—	—	0,34	0,64	13,93	—	1,00
2	59,52	Следы	21,24	2,71	0,48	0,12	0,48	10,72	3,92	0,50
3	75,45	0,20	11,38	2,79	0,54	0,33	0,49	4,45	3,62	0,29
4	68,50	0,60	12,82	1,29	3,37	2,21	1,82	6,03	1,26	2,11
5	67,53	0,07	18,57	1,13	0,08	0,23	0,55	11,50	0,10	0,31
6	58,22	0,67	14,35	1,50	6,08	4,12	3,93	6,23	2,33	1,06

## Коэффициенты Иггли

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
1	200	51	2	2	45	0,0	—
2	210	44	9	2	45	0,2	0,1
3	450	40	18	3	39	0,3	0,2
4	296	32	31	8	29	0,1	0,5
5	280	45	6	2	47	0,0	0,3
6	180	26	38	13	23	0,2	0,2

1 — белый жадеитит; Восточная Бирма. 2 — эгирино-нефелиновый гнейс; Севадаес, Португалия. 3 — рибектитовый гнейс; Земмеринг. 4 — щелочной гнейс (аркоз); Калифорния, Сан-Франциско. 5 — щелочной гнейс с глаукофаном; там же. 6 — арфведсонито-эгириловый гнейс; Канский район.

По своему химическому составу эти породы, отличаясь от щелочных магматических пород иногда аллитовым характером (1 и 4), в общем близки к породам, частью щелочным гранитным, частью нефелин-сиенитовым и другим.

## КВАРЦИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Кварцитовые породы особенно богаты кремнекислотой и, следовательно, кварцем, к которому присоединяются в катазоне подчиненные количества ортоклаза, кислого плагиоклаза и биотита — гнейсо-кварциты, иногда переходящие в рогово-обманковые или авгитовые гнейсо-кварциты. Развиваются совместно с гнейсами в Финляндии, в ряде мест Украины и др.

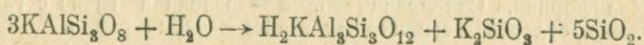
В мезозоне присутствует также мусковит. Здесь имеются слюдяные кварциты без полевых шпатов, обычно осадочного происхождения. При сильном преобладании кварца они переходят в кварциты. Текстура часто полосчатая, сланцеватая, структура гранобластическая, иногда слабо лепидобластическая, порфиробластическая.

В эпизоне имеются серицитовые кварциты, в которых серицит часто сопровождается хлоритом.

Все разновидности этой группы широко распространены в докембрии Украины, Финляндии.

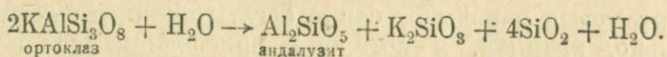
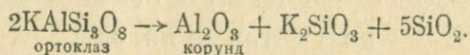
Большой теоретически-практический интерес представляют вторичные кварциты, содержащие нередко рудные тела. К ним приурочены в частности ценнейшие месторождения меди. По данным Наквника (1937 г.), вторичные кварциты Казахстана образовались главным образом за счет гипергенных (под действием богатых летучими гранит-порфировых масс) преобразований в одних случаях кварцевых альбитофиров (эффузивных порфиров) с сохранением в них иногда следов флюидалльной, этакситовой, перлитовой и других структур, в других случаях из гранит-порфиров, частью из песчаников. Падалка считает возможным образование их из туфов, брекчий и других пород. Вторичные кварциты представляют собой мелкозернистые, частью плотные породы, главной составной частью которых является кварц с примесью в крайне различных количествах других минералов. Всегда в этих породах, кроме кварца, присутствует серицит. Во вторичных кварцитах, образовавшихся из полевошпатовых пород, присутствуют андалузит, корунд, джюмртьерит, алунит, диаспор, топаз и другие минералы. Переход ортоклаза в серицит, по Наквнику, сопровождается выделением свободной кремнекислоты в виде кварца; следовательно, кремнекислота может и не поступать из магматических растворов, вызывающих выщелачивание и перегруппировку остальных составных частей первичных пород.

Переход ортоклаза в серицит происходит следующим путем:

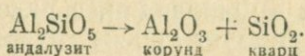


Кремнекислота не привнесена магматическими растворами, но переотложена.

Переход ортоклаза в корунд и андалузит идет следующим путем:



Так как образованию корунда предшествует образование андалузита, возможна следующая связь их друг с другом:



При изменении пород сильно увеличивается их пористость от 1,5% у свежих гранодиорит-порфиритов до 7,47—14% у вторичных кварцитов. Одновременно уменьшается сумма  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  в два раза, содержание  $\text{MgO}$  в два раза,  $\text{CaO}$  в шесть раз.  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{MgO}$  практически выносятся почти полностью. Содержание  $\text{K}_2\text{O}$  увеличивается почти в два раза, содержание серы —

в пять раз. Средний состав кварцитов, образующихся за счет магматических пород, следующий:

	Из гра- нодио- рита	Из альбито- фира
Кварц	52%	68%
Серицит	42%	23,3%
Андалузит	—	6,3%
Турмалин	4%	—
Пирит	1,6%	2%
Халькопирит	0,4%	0,4%

Таблица 67

Химические анализы кварцитовых пород и скаполитового гнейса

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
1	80,67	0,42	10,47	0,74	1,93	1,24	0,43	1,47	2,49	0,20
2	75,52	—	14,64	1,42	0,95	0,30	1,33	0,97	3,53	1,06
3	90,10	Следы	5,04	1,07	0,27	0,48	0,38	0,25	1,62	0,52
4	79,38	0,49	10,61	1,91	1,68	0,95	1,50	1,98	0,55	1,07
5	87,95	—	6,85	0,80	—	Следы	—	0,67	1,58	2,23
6	50,54	0,92	15,38	1,69	8,69	6,13	12,28	1,56	0,20	1,39
7	74,01	0,19	13,02	2,00	1,33	0,50	0,60	3,81	4,00	0,56
8	78,60	0,20	13,63	0,67	0,45	0,94	0,54	1,14	2,44	1,19
9	79,47	0,35	13,40	2,68	0,10	0,14	0,30	0,05	0,70	1,16
10	67,33	0,45	16,40	1,99	1,58	1,63	2,99	3,71	1,97	0,92
11	71,22	0,24	18,14	1,25	0,32	0,30	0,30	Следы	2,95	3,77
12	75,64	0,10	13,25	0,63	1,06	0,85	0,58	.	2,80	2,03

Коэффициенты Ниггли

	si	al	fm	c	alk	k	mg
1	600	46	28	3	23	0,5	0,5
2	490	56	15	9	20	0,7	0,2
3	1390	45	29	6	20	0,8	0,4
4	550	43	30	11	16	0,2	0,3
5	1380	64	10	0	26	0,6	—
6	120	22	43	31	4	0,1	0,5
7	413	42	19	4	35	0,4	0,2
8	582	59	17	4	20	0,6	0,6
9	725	72	21	3	4	0,9	0,1
10	292	42	23	14	21	0,3	0,5
11	452	67	11	3	20	1,0	0,3
12	590	61	20	5	14	1,0	0,5

1 — гнейсо-кварцит катазоны. Энаре, Финляндия. 2 — слюдяной кварцит (лептит); Маури, Финляндия. 3 — серицитовый кварцит; Альпы. 4 — кварцитовидный гнейс; река Ханем, Северный Урал. 5 — углистый серицит-кварцитовый сланец; Исовский район, Урал. 6 — скаполитовый гнейс; 7 — среднее 5 анализов кварцевых альбитофиров (кварцевых эффузивных порфиров); Казахская степь. 8 — слабо измененный кварцевый сферолитовый альбитофир. 9 — серицит-андалузитовый вторичный кварцит. 10 — среднее из 3 анализов гранодиорит-порфиритов и кварцдиорит-порфиритов; 11 — серицитовый вторичный кварцит из гранит-порфира без жилок; 12 — то же с жилками кварца.

Известково-силикатные породы характеризуются резкими колебаниями в содержании кремнекислоты (от 35 до 65 молекулярных процентов). Щелочей и глинозема содержат очень мало. Часто щелочи почти совершенно отсутствуют. Преобладающую роль играет  $\text{CaO}$ ; избыток  $\text{CaO}$  идет на образование магнезиально-железистых минералов. Колебания относительных количеств  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  значительны.

По химическому составу, таким образом, они не соответствуют ни одной из известных магматических пород. Представляют собой продукты преобразования исключительно осадочных пород, именно известково-кремнистых и мергелистых, в которых часто  $\text{CO}_2$  замещается  $\text{SiO}_2$ .

В катазоне главными составными частями этих пород являются основные плагиоклазы, богатые кальцием авгиты, гранаты, везувианы, скаполиты, роговые обманки, биотит, флогопит. В небольшом количестве встречаются кварц, кордиерит, кальцит. Текстура массивная до сланцеватой, структура гранобластическая (роговиковая). Нередко образуют скарны, часто связанные с образованием рудных месторождений (Урал, Дашкесан и др.). Среди них различаются две группы — без карбонатов и с карбонатами.

К первой группе принадлежит большое число разнообразных минеральных ассоциаций, с преобладанием того или иного из минералов — авгитовые, скаполитовые, катагранатовые, катавезувиановые и другие породы (табл. XXII, рис. 3).

Карбонатные типы отличаются от первых тем, что промежулки между силикатами выполнены кальцитом, в других случаях также доломитом. Эти породы часто образуются также и в контакте с магматическими породами.

В мезозоне соответствующие породы состоят из граната, актинолита, мусковита, кварца, кальцита, иногда также анкерита и доломита, в небольшом количестве примешаны биотит, роговые обманки, плагиоклазы, эпидот, цоизит, ставролит и др. Текстура по большей части кристаллизационно-сланцеватая, структура гранобластическая до лепидобластической, иногда порфиробластическая. Сюда относятся породы гранатовые (табл. XXII, рис. 3), иногда отличающиеся значительной сланцеватостью. Имеются также породы, которые отличаются большим содержанием то кальцита и слюды, особенно флогопита, то граната, ставролита, эпидота, цоизита, иногда также плагиоклаза. С этими породами тесно связаны известково-слюдястые сланцы, главными составными частями которых являются наряду с кальцитом светлая слюда и кварц.

Породы энизоны содержат главным образом гранат и эпидот с примесью кварца, серицита, кальцита. К этому именно типу

пород относятся эпидотовые породы, эпидотовые сланцы и известковые филлиты, широко распространенные в Альпах (табл. XXII, рис. 4 и 5).

### МРАМОРЫ

Мраморы являются продуктами перекристаллизации известняков. Редко бывают совершенно чистыми без примесей, как, например, некоторые разновидности белого уральского мрамора, каррарского в Италии, пентеликонского в Греции. Обычно содержат разнообразные примеси, в зависимости от зоны образования мрамора.

В катамраморах присутствуют, кроме ортоклаза, все плагиоклазы, пироксены, скаполиты. В мезозоне появляются эпидоты, цоизит; тремолит, актинолит и другие амфиболы замещают пироксены. В эпизоне присутствуют серицит, альбит, хлорит, тальк, серпентин, также эпидот.

Нередко содержат большее или меньшее количество доломита и переходят в доломитовые мраморы.

Кристаллические известняки или мраморы по большей части массивны, реже слоисты. Состоят из агрегата зерен известкового шпата, в одних случаях в общем одинаковые по размеру, с сильно извилистыми очертаниями (Каррара), в других — среди более мелкозернистого агрегата располагаются крупные зерна того же минерала (Урал). В химическом отношении мраморы характеризуются тем, что в них, наряду с  $\text{CaCO}_3$ , присутствуют в небольшом количестве кремнезем, глинозем и щелочи (в большем количестве они присутствуют в богатых силикатами мраморах) (табл. XXII, рис. 6).

Таблица 68

Химические анализы мраморов

	$\text{CaCO}_3$	$\text{MgCO}_3$	$\text{FeCO}_3$	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{C}_3$	Нерастворимый остаток	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{CO}_2$
1	98,77	0,90	—	0,16	0,08	—	—	—	—	—
2	90,20	9,30	0,31	—	—	0,55	—	—	—	—
3	—	—	—	21,41	1,89	0,96	—	24,32	14,91	35,71

1 — мрамор; Каррара, Италия. 2 — мрамор; Салтен, Северная Норвегия.  
3 — мрамор.

Мраморы широко распространены в различных геологических системах.

Наиболее известны белые мраморы Каррары, где имеется ряд других, менее чистых разновидностей, известных под различными названиями (паонаццо, паонаццетто и др.). Более крупнозернисты белые мраморы Лааса в Тироле, в Рускиале близ Сер-

доболя, на Урале коелгинский и прохоробаландинский в Челябинском районе, в Шишимских горах и др. Мраморы, окрашенные в различные, иногда чрезвычайно красивые цвета, встречаются во многих месторождениях вне СССР. В СССР известны, кроме Урала, в Крыму на северном и южном склонах Яйлы, на Кавказе и особенно в Закавказье, также во многих местах Азиатской части СССР, например на Алтае, где находятся разнообразные и превосходные мраморы (табл. XXII, рис. 6).

К числу разновидностей относятся чисто белый с слабо желтоватым оттенком статуйный мрамор (Каррара, Пентеликон), чиполино-белый с зелеными полосами, богатый чешуйками светлой слюды или талька (Альпы, Пентеликон, Банат), офикальцит-мрамор, содержащий зерна, гнезда и жилки серпентина, образовавшегося чаще всего из оливина, реже из пироксенов.

Сопротивление сжатию в мраморах достигает 800—1500 кг/см<sup>2</sup>, в зависимости от их структуры.

### МАГНЕТИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Состоят главным образом, из магнетита во всех зонах; в эпизоне видную роль играют также гематит и железная слюдка. Обычно присутствуют кварц, в большом количестве — в железистых кварцитах, также разнообразные другие минералы: в катазоне — роговые обманки, авгиты, силлиманит, биотит, гранат, полевые шпаты; в мезозоне — гранат, слюды, роговая обманка, актинолит, грюнерит, куммингтонит (Кривой Рог, район Курской магнитной аномалии), кальцит, доломит; в эпизоне — эпидо, хлорит, тальк, серпентин, гранат, кальцит.

К этой группе относятся магнетитовые породы разных зон, железистые кварциты, железно-сланцевые кварциты (итабириты). Магнетитовые породы этого типа широко развиты в ряде мест СССР, образовались путем перекристаллизации первично осадочных отложений железных руд (сидеритов, олистов, озерных руд и т. д.). Другой тип представляют магнетитовые породы магматического происхождения, обычно тесно связанные с известково-силикатными породами в контакте с сиенитовыми интрузиями.

Джеспилиты — тонкослоистые кварцево-магнетитовые или кварцево-гематитовые породы, в которых тонко перемежаются прослойки рудные (магнетитовые или гематитовые) и нерудные (кварцевые); железистые роговики — аналогичные породы, отличающиеся большей толщиной магнетитовых и гематитовых прослоек, достигающей 4—5 мм, иногда до 10 мм. В джеспилитах кварцевые прослойки имеют не более 2 мм толщины и содержат кристаллики магнетита или гематита, поэтому джеспилиты имеют однообразную окраску и напоминают яшму. В железистых роговиках кварцевые прослойки лишены кристалликов магнетита или гематита, и эти породы окрашены в беловатый или серовато-буроватый цвет.

## ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ (НАЖДАЧНЫЕ) ПОРОДЫ

В химическом составе этих пород преобладает свободная  $Al_2O_3$ ; одновременно присутствует большее или меньшее количество  $Fe_2O_3$ . Состав соответствует бокситам, из которых они и образовались. На острове Наксосе они образовались пневматолитическим путем.

В катазоне они отсутствуют. В мезозоне корунд и магнетит часто сопровождаются хрупкими слюдами, мусковитом, биотитом, кианитом, ставролитом, шпинелью, диаспором, карбонатами, при массивной до грубосланцеватой текстуре, иногда полосчатой, и гранобластической, пойкилобластической структуре.

К числу типичных месторождений хрупких слюд совместно с корундами принадлежат в СССР месторождения около Кыштыма, также в Казахстане.

Таблица 69

Химические анализы глиноземистых пород

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.
1	13,25	1,60	66,82	6,46	4,30	0,41	1,21	0,38	0,03	2,25
2	1,84	0,41	91,58	1,32	0,31	0,07	0,19	0,42		3,35
3	5,46	—	57,67	33,36	—	0,83	0,43	—	0,83	0,76
4	3,81	0,60	93,91	0,32	0,99	0,62	—	—	—	0,76

1 — хлоритовый наждак; Прииртяшский район, Урал. 2 — средний состав корундовых пород; Казахстан. 3 — наждак; остров Наксос, Греция. 4 — корундовая порода; Индия.

## ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

---

Генезис полезных ископаемых, играющих основную роль в развитии человечества, тесно связан с генезисом тех пород, среди которых мы их находим.

Обычно делят полезные ископаемые на две группы — металлические и неметаллические или, по другой терминологии, рудные и нерудные. К первым относятся те, из которых обычно теми или иными металлургическими способами получается металл (руды железа, меди, цинка, серебра и т. д.). Ко вторым — такие, которые употребляются в непереработанном виде или в виде новых химических соединений, которые из них получают, — солей, кислот; часто их перерабатывают только физическими методами (дробление, обогащение и т. д.).

В ряде случаев одно и то же полезное ископаемое может служить для извлечения из него металла и может употребляться без такой переработки. Так, бокситы служат для извлечения из них алюминия и в то же время являются источником абразивного сырья; точно так же каолины в настоящее время являются не только основным объектом фарфоровой промышленности, но могут быть также источником алюминия. По мере развития технических знаний постепенно в круг полезных ископаемых вводятся все новые и новые объекты с совершенно новыми перспективами. Так, например, если доломиты до сих пор играли роль неметаллического сырья, в настоящее время стоит на очереди вопрос об извлечении из них металлического магния. Точно так же бериллиевые руды используются и для получения окиси бериллия как ценного огнеупорного материала (заменяющего платину) и для извлечения из них металлического бериллия, более легкого и более ценного для воздухоплавания, чем алюминий.

Распространение как металлических, так и неметаллических ископаемых теснейшим образом связано с характером горных пород, в которых они находятся, прежде всего пород магматических, наиболее активных агентов в деле концентрации рассеянных элементов. Эта концентрация в отдельных участках земной коры создает такие большие скопления полезных ископаемых, что они могут получить важное промышленное значение.

Наряду с магматическими породами огромную роль в деле концентрации отдельных типов руд и определенных металлов

или же металлических полезных ископаемых играют поверхностные агенты, среди них в первую очередь организмы. Насколько велика на глубинах роль магм для концентрации металлических и неметаллических полезных ископаемых, настолько же велика на поверхности земли роль организмов, в ряде случаев микроорганизмов (например, для концентрации  $\text{CaCO}_3$ , фосфора, железа, марганца и др.).

Как концентрация элементов и их соединений, так и процесс их рассеяния протекают в зависимости от трех основных факторов — температуры, давления и времени; все три фактора играют роль и на глубинах земной коры, и на поверхности земли.

Степень рассеяния различных элементов в земной коре видна из таблицы Вернадского.

При чрезвычайной рассеянности имеющих важнейшее значение для современной техники металлов, идут процессы, ведущие к концентрации их в ряде мест не только в сотых или десятых долях процента, но и в единицах и десятках процентов, например Zn из V декады, Hg из VI декады, Sb из VII декады и т. д. Техника принимает меры к использованию не этих металлов и металлоидов, которые хотя и присутствуют в огромных количествах в земной коре, но слишком рассеяны в ней, а тех, которые присутствуют в значительно большей концентрации, к числу которых принадлежат главным образом элементы в I и II декадах (Al, Fe, Mg и др.).

Таблица 70

Вес химических элементов в земной коре (по Вернадскому, 1934 г.)  
 Вес земной коры мощностью максимум 20 км равен  $3,25 \times 10^{19}$  т

Декады	Весовые проценты	Тонны	Название элементов
I	Больше 10	Больше $10^{18}$	O (49,5%), Si (25,7%)
II	1—10	$10^{17}$ — $10^{18}$	Al (7,5%), Fe (4,7%), Ca (3,4%) Na (2,6%), K (2,4%) Mg (2,0%), H (1,0%)
III	$10^{-1}$ — $10^{-0}$	$10^{16}$ — $10^{17}$	Ti (0,5%), C (0,4%), Mn (0,1%) Cl (0,2%), S (0,15%), P (0,1%)
IV	$10^{-2}$ — $10^{-1}$	$10^{15}$ — $10^{16}$	N, Ba, Br, V, Li, Ni, Sr, Cr, Zr, Cu, Fe
V	$10^{-3}$ — $10^{-2}$	$10^{14}$ — $10^{15}$	Be, I, Sn, Co, Ti, U, Zn, Pb, Mo, Rb, Ce
VI	$10^{-4}$ — $10^{-3}$	$10^{13}$ — $10^{14}$	Ar, W, Cr, Bi, Cd, Hg, Hf, Nd, Sa, Gd, Yb, Pr
VII	$10^{-5}$ — $10^{-4}$	$10^{12}$ — $10^{13}$	La, As, Nb, Sb, Ag, Se, Te, Tl, Eu, Er, Dy, Ta, Ho, Tu
VIII	$10^{-6}$ — $10^{-5}$	$10^{11}$ — $10^{12}$	Au, Pt, Ge, In, Os, Ir, Ga
IX	$10^{-7}$ — $10^{-6}$	$10^{10}$ — $10^{11}$	He, Re, Ma, Ru, Rh, Pd
X	$10^{-8}$ и меньше	Меньше $10^{10}$	Ra, Ne, Kr, Xe, Po, Pa, Ac, Nt

На основании вышеизложенного можно выделить три основных цикла в образовании горных пород:

I. Цикл охлаждения магмы (магматического бассейна). Процессы идут при высоких температурах, обычно выше  $800^{\circ}$ , иногда и несколько ниже, при разных давлениях — от 3000—5000 атм на больших глубинах до 10—0 атм на малых глубинах, когда магма выливается в виде лавы на поверхность земли.

II. Цикл перемещения элементов и их соединений на поверхности земли под влиянием климатических условий. При малом давлении и низкой температуре на поверхности земли идут процессы совершенно иного рода, чем на глубине. В результате образуются новые соединения, происходят новые процессы концентрации тех или иных элементов в зависимости от содержания воды в атмосфере, температуры, содержания солей в воде подвижных и неподвижных бассейнов на поверхности земли или в подземных водах. При этом органическое вещество играет огромную роль, меняющуюся в зависимости от климатических условий (крупные выделения  $\text{CaCO}_3$  в тропических и субтропических частях океанов, крупные выделения  $\text{SiO}_2$  в частях всдных бассейнов, располагающихся ближе к полюсам).

III. Цикл метаморфический. Этот цикл связан с образованием горных пород, полезных ископаемых и их скопленений, образовавшихся в I и II циклах; с другой стороны, он ведет к накоплению в этих же породах новых веществ, главным образом в результате процессов I цикла — так называемых эпимагматических (пегматитовых, пневматолитических, гидротермальных).

С этими тремя циклами связан и процесс концентрации тех или иных элементов и их соединений.

В процессе дифференциации получают два типа магм: 1) гранитные (кислые) и 2) габброидно-базальтовые (основные). Дифференциация такого рода сопровождается дифференциацией элементов, рассеянных в магме в ничтожных количествах; одновременно идет концентрация минерализаторов в гранитных магмах и уменьшение их содержания в магмах базальтовых.

Гранитные магмы, получившиеся как продукт дифференциации первичной магмы, скопляют в себе значительное количество минерализаторов, что вполне естественно в связи с малым удельным весом кислых магм, занимающих обычно более высокие горизонты в земной коре. Одновременно минерализаторы, дающие ряд легко подвижных соединений (например галоидных) с различными металлами, облегчают передвижение последних в места скопления кислых магм, среди которых  $\text{H}_2\text{O}$  играет видную роль.

В результате происходит своего рода дифференциация ряда сильно рассеянных элементов по их подвижности: они распределяются характерным образом. Из числа наиболее важных для

техники элементов одни скопляются в кислых, другие в основных магмах (могут быть в некоторых случаях и исключения; когда те или иные металлы задерживаются в магме, для которой присутствие их не свойственно).

Основные магмы: Cr, Pt, металлы группы платины, Ni, Co, V, Fe, Mn, Ti, Cu, Mg.

Кислые магмы: Pb, Zn, Ag, Au, Sn, W, Mo, Be, Sb, Hg, Cu, Ra, U, Nb, Ta, Ce, La, Di, Li, Rb, Cs, Ba, Ti и др., наряду с породообразующими Na, K, Al, Si, отчасти Ca.

В тесной связи с этим характерным распределением металлов по типам магм идет и распределение металлоидов, которые образуют ряд минералов, играющих роль неметаллических ископаемых. Часто с кислыми магмами связано присутствие таких металлоидов, как F, Cl, Br, B, выпадающих обычно в виде чрезвычайно трудно растворимых соединений (плавиковый шпат, барит и др.).

В основных магмах при малом количестве минерализаторов идут процессы концентрации тяжелых металлов (обычно в магмах габброидно-базальтовых). Так как в образующихся растворах тяжелые металлы или их соединения сравнительно мало подвижны, они накапливаются постепенно в самой магме, образуя в ней по большей части шпилеры различной величины и обычно крайне неправильной формы, реже выходят за пределы магмы на большие расстояния. После остывания мы находим эти руды внутри основной горной породы.

В кислых магмах происходит концентрация полезных ископаемых частью внутри магмы, в особенности в пегматитах, частью в трещинах кристаллизующейся породы, в виде пневматолитовых образований. Обычно же легкоподвижные части магмы удаляются на более или менее значительные расстояния от магматического бассейна. В местах, непосредственно прилегающих к магме, они образуют в трещинах пневматолитовые месторождения, а если трещины отсутствуют, путем пропитывания окружающих пород они образуют контактно-метаморфические месторождения. Кроме того, они выполняют трещины в более отдаленных от магмы местах, образуя при температуре ниже  $375^{\circ}$  гидротермальные месторождения. Среди последних можно различать: 1) жильные — в случае выполнения трещин; 2) метасоматические — в случае выполнения пустот, которые образуются в более растворимых, по преимуществу карбонатных породах при их выщелачивании горячими водными растворами и в которых из этих растворов отлагаются те или иные полезные ископаемые.

В конце концов получается такая классификация полезных ископаемых как металлических, так и неметаллических:

### *1. Магматические месторождения*

#### *А. Связанные с глубинными породами*

1. Рассеянные в дифференцированной магме (кристаллизационные дифференциаты).

2. Дифференцированные и концентрированные в самой магме (продукты ликвации).

3. Пегматитовые.

Б. Эпимагматические (связанные с магмой и процессами ее охлаждения).

1. Инъекционные (отпрессованные) дифференциаты.

2. Контактно-метаморфические.

3. Пневматолитовые (700—375°).

4. Гидротермальные (ниже 375°):

а) гипотермальные (375—300°);

б) мезотермальные (300—200°);

в) эпитеpmальные (ниже 200°).

В. Связанные с излившимися породами

1. Образования внутримагматической стадии.

2. Вулканически-газовые.

3. Гидротермальные:

а) золото-серебряные;

б) свинцово-цинково-медные;

в) ртутно-сурьмяные.

4. Смешанные экструзивно-осадочные образования.

## II. Осадочные месторождения

1. Первичные.

2. Россыпи.

## III. Метаморфические месторождения

Рассеянные месторождения в основных породах. Наиболее типичны из них месторождения платины и элементов платиновой группы (Os, Ir, Pd и др.), рассеянные в мелких, часто скелетных кристаллов в основных и ультраосновных породах. Известны на Урале в дунитах и в Южной Африке в районе Бушвельда (в норитах) и в Лиденбурге (в дунитах).

Алмаз присутствует исключительно в ультраосновных породах и их туфах: в кимберлитах Южной Африки и Арканзаса (США), в серпентинитах Бразилии, в перидотитах Тасмании. К тем же породам должны быть приурочены, повидимому, и поиски алмазов.

В результате автометаморфизма в тех же ультраосновных породах при их серпентинизации происходит образование ценнейшего полезного ископаемого — асбеста, как, например, на Урале, в Канаде, Южной Африке и т. д.

Полезные ископаемые, дифференцированные и концентрированные в основной магме. В ряде случаев в основных и ультраосновных породах происходит концентрация: 1) сернистых и 2) окисных соединений.

К сернистым соединениям принадлежит пирротин, используемый главным образом в связи с содержанием в нем никеля. К числу крупнейших месторождений колчедана, содержащего никель и одновременно наибольшие количества платины, кобальта,

меди и других элементов, относится лополит норитовых пород в районе Седбери (Канада), в Норвегии. Очень часто в габбро-норитовых интрузиях наблюдаются первичные выделения в виде шпиров медного колчедана, обычно вместе с пиритом, содержащего медь с никелем и кобальтом. Характерно, что чистые выделения магнитного колчедана, медного колчедана, пестрой медной руды наиболее часто встречаются в габбро-норитовых породах, не содержащих оливина, иногда также в диоритах.

Окисные соединения, также образующие шпирь, представлены хромистым железняком, широко распространенным в Среднем и Южном Урале, на Северном Кавказе и в других местах. Эти руды тесно связаны почти исключительно с габбро-норитовыми породами, содержащими либо гиперстен, либо оливин.

Титано-магнетиты иногда находятся в связи с габбро-норитовыми породами. Но по большей части они связаны с более кислыми породами.

Для некоторых магнетитовых пород, связанных с габбро-норитовыми породами, характерно присутствие ванадия (Таберг в Швеции).

Инъекционные месторождения в связи с основными породами встречаются очень редко. К числу их принадлежат некоторые месторождения пирротина (Боденмайс в Баварии).

С основными породами и продуктами их преобразования теснейшим образом связаны месторождения магнезитов.

Точно так же талькиты и тальковые сланцы, играющие роль как прекрасный огнеупорный материал, благодаря своей мягкости легко поддающийся резке, образуются из основных и ультраосновных пород и находятся в областях их развития (огромные месторождения на значительной площади Урала). Особенно чистые белые разности талька высоко ценятся в парфюмерной промышленности для изготовления пудры, в писчебумажной и т. д.

Несравненно большее число полезных ископаемых, как металлических, так и неметаллических, связано с магмами кислыми и генетически близкими к ним средними, главным образом глубинными (гранитами, сиенитами), частью и излившимися (кварцевыми порфирами, ортофирами и др.).

В кислых породах мы иногда находим магматические месторождения, в которых полезные ископаемые рассеяны более или менее равномерно (например, оловянный камень в некоторых гранитах).

Чаще мы находим в этих породах окисные железные руды, именно магнетитовые. Ряд месторождений Урала связан своим происхождением с сиенит-порфирами, среди которых они образуют частью неправильной формы, частью как бы пластообразные шпирь.

В пегматитовых месторождениях, связанных обычно с кислыми магмами, находим в ряде случаев редкие металлы — Sn, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Ce, La, Di, U, Ra и др.

В других случаях в этих же месторождениях находим также неметаллические ископаемые, к которым относятся объекты, с одной стороны, керамической (фарфоровой) промышленности, с другой — электропромышленности.

К объектам керамической промышленности относятся прежде всего полевой шпат и кварц. Особенно высоко ценится более низкоплавкий калиевый полевой шпат, который почти не содержит ни слюды, ни окислов железа (не свыше 0,2%) и мало содержит кварца; кварц должен быть чисто белым. Крупные накопления полевых шпатов и пегматитов имеются на Урале и в ряде мест Украины. Большое значение имеет для керамической промышленности нефелин.

Огромное значение для электропромышленности имеет мусковит, образующий крупные кристаллы, совершенно чистые и прозрачные, в несколько сантиметров и дециметров в поперечнике.

В контактах кислых пород с осадочными нередко образуются контактно-метаморфические месторождения, достигающие особенно крупных размеров, когда осадочные породы представлены известняками. Последние часто перекристаллизуются в силикатные известняки, содержащие, как мы видели ранее, гранат, диопсид, амфиболы, минералы группы эпидота, везувианы, скаполиты и др.

В этих же месторождениях находим руды коренного золота — в частности там, где гранито-сиенит находится в контакте с известняком; магнетитовые руды этого типа (в контакте известняков с гранитами) имеются на Урале и в Закавказье. Руды медного колчедана имеются в ряде месторождений Урала.

К этому же типу месторождений относится и образование крупных кристаллов флогопита, ценного сырья для электропромышленности, также довольно крупное месторождение чешуйчатого графита в контактах между нефелиновыми сиенитами и кристаллическими известняками (в Восточной Сибири).

Пневматолитовые месторождения, связанные с кислыми магмами, главным образом с гранитами, содержат оловянный камень, вольфрамит, молибденит, берилл.

Крупное значение имеют связанные обычно с кислыми магмами гидротермальные месторождения, в которых присутствуют как металлические, так и неметаллические полезные ископаемые. В зависимости от глубины образования гидротермальные месторождения имеют различные типы, каждый из которых имеет характерный для него комплекс минералов.

В гипотермальных месторождениях нередко скопляется самородное золото в серном колчедане, в мышьяковом колчедане, медь в медно-турмалиновых рудах (Телемаркен в Норвегии и др.), серебро, свинец и цинк, ртуть (Австралия). Эти месторождения характеризуются большей частью присутствием в них

турмалина, указывающего на образование этих руд при высокой температуре.

В мезотермальных месторождениях часто присутствует золото. К числу их относятся золото-кварцевые месторождения Калифорнии, связанные с огромными батолитами гранодиорита, золото-кварцевые месторождения в Сибири. Видную роль в образовании этих месторождений играли граниты (полиметаллические руды, со свинцом, цинком, серебром, медью и золотом). Также связаны с гранитными интрузиями месторождения ртути, олова.

С этими месторождениями связаны неметаллические ископаемые, именно барит (Урал, Грузия, Азербайджан), плавленый шпат (Забайкалье и Средняя Азия).

К эпitherмальным относятся месторождения ртути и сурьмы (Донбасс), золота стеллуrom, селеном и др. в различных странах (США, Суматра и др.), серебра (Мексика), полиметаллических руд (Венгрия, США, Япония и др.).

При разрушении кислых и основных магматических пород образуются различные полезные ископаемые, в том числе первичные каолины, главным образом за счет гранитов, мигматитов, частью габбро-норитовых пород с тем отличием, что первые обычно содержат до 50% кварца, в то время как последние содержат иногда до 5% ильменита. Наиболее крупные месторождения таких первичных каолинов имеются в южной половине СССР.

Среди осадочных пород в одних случаях третичного, в других — юрского возраста скопляются часто огромные количества оолитовых бурых железняков, в которых, наряду с марганцем и фосфором, присутствуют также и различные редкие элементы. При сравнительно малом (часто около 40%) содержании железа, эти месторождения обладают, однако, крупнейшими запасами железных руд (миллиарды тонн), так как пользуются чрезвычайно широким распространением.

К осадочным породам третичного возраста приурочены также крупнейшие месторождения марганцевых руд.

К осадочным отложениям приурочены и разнообразные другие руды — меди, золота, платины и т. д. Огромны запасы в осадочных породах горючих ископаемых (каменные и другие угли, нефть, горючие газы).

С осадочными породами тесно связаны разнообразнейшие виды каменных строительных материалов: известняки, мергели, в частности цементные, крайне разнообразного состава и качества, глины, пески, трепелы.

По существу, почти каждая осадочная порода при достаточно удобных условиях залегания может быть использована для той или иной отрасли промышленности.

С метаморфическими породами также связаны крупнейшие месторождения железных руд с неисчерпаемыми запасами в докембрийских образованиях. Разнообразны виды неметаллических полезных ископаемых, приуроченных к тем же породам. Таковы, например, крупнейшие месторождения графитов разных типов от тонкочешуйчатых до крупночешуйчатых. Ценнейшими среди этих ископаемых являются корунды, кианиты, изумрудно-биотитовые сланцы, асбест.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ботвинкин О. К. Введение в физическую химию. 1938.
2. Боуэн. Эволюция изверженных пород. 1934.
3. Гинзберг А. С. Лекции по экспериментальной петрографии. 1938.
4. Грубенман и Ниггли. Метаморфизм горных пород. 1933.
5. Дэли. Изверженные породы и глубины земли. 1936.
6. Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. 1946.
7. Заварицкий А. Н. Описательная петрография. 1929.
8. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. 1944.
9. Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных пород и определение химических типов их. 1946.
10. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Введение в историю петрографии. 1936.
11. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографический словарь. 1937.
12. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. 1940.
13. Лодочников В. Н. Краткая петрология без микроскопа. 1934.
14. Лучицкий В. И. Петрография. II том. 1938.
15. Лучицкий В. И. Петрография. III том. 1937.
16. Марк и Юнг. Физическая химия и ее применение к проблемам минералогии, петрографии и геологии. 1933.
17. Оллинг. Петрография. 1941.
18. Полканов А. А. Метаморфизм горных пород. 1931.
19. Розенбуш. Описательная петрография. 1934.
20. Смит. Основы петрографии. 1935.
21. Тиррель. Основы петрологии. 1932.
22. Харкер. Метаморфизм. 1937.
23. Эйтель. Физическая химия силикатов. 1936.

# ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

## А

Абиссальная фация 169, 170  
 Абиссальные породы 11  
 Авгитит 273, 274  
 Авгитовые сланцы 408  
 Автометаморфизм 343  
 Автоморфные минералы 161  
 Агматит 380  
 Агпаитовая кристаллизация 67  
 Адамеллит 226, 237  
 Адинолы 382  
 Акмолит 152  
 Актинолитовые породы 408  
 Акцессорные минералы 41  
 Алевриты 324  
 Алевролиты 324  
 Алливалит 205  
 Аллометаморфизм 343  
 Аллотриоморфные минералы 161  
 Алуинитизация 351  
 Альбитизация 223, 373  
 Альбитит 380  
 Альбитофир 229, 250  
 Альнеит 271, 277  
 Альсбахит 276  
 Амфиболит 403  
     "    гранатовый 405  
 Амфиболитовая фация 362  
 Анамезит 214  
 Анатексис 355  
 Ангидрит 332  
 Андезиты 224, 227  
 Андезито-базальт 229  
 Андезито-трахит 229  
 Анортозит 207  
 Анортоклаз 112  
 Антипертит 132  
 Антофиллитовый сланец 408  
 Анхимономинеральные магмы 294  
     "    породы 191  
 Анхизетектические магмы 294  
     "    породы 210  
 Апанеит 275  
 Апатитовые руды 275

Апатитолиты 280  
 Аплит 276  
 Аплитовые породы 296  
 Аргиллиты 324, 330  
 Ариегит 194  
 Аркозы 321  
 Аргерит 354, 380  
 Асканиг 326  
 Ассимиляция 295, 299, 354  
 Атлантический тип пород 285  
 Атмофильные элементы 19  
 Атомные структуры породообразующих минералов 17, 26, 48  
 Афанит 219  
 Ашистовые породы 275

## Б

Базальты 210, 213, 215  
     "    безоливиновый 217  
     "    лейцитовый 273  
 Базальт мелилитовый 274  
     "    непорфиритовый 217  
     "    нефелиновый 273  
     "    возеановый 274  
     "    оливиновый 217  
     "    пикритовый 215  
     "    порфиритовый тип его 217  
     "    центральный 217  
 Базальтовая магма 180  
 Базальтовое стекло 218  
 Базаниты 270  
 Базиты 202  
 Банатит 226  
 Батолит 142, 153  
 Беербахит 276  
 Белониты 160  
 Бенштаут 260  
 Биотит-мусковитовая фация 367  
 Биотитизация 352  
 Биотититы 191  
 Бисмалит 152  
 Боксит 333  
 Босс 154

Бостонит 257, 276  
Брекчия 320  
Бронзитит 194  
Вугит 236

## В

Валунный суглинок 329  
Вариолит 219  
Венил 354, 380  
Верлит 193  
Викарирующие минералы 41  
Витрофир 250  
    "    кварцевый 250  
Вкрапленники 163  
Вогезит 258, 277  
Вольнит 212, 219  
Вторичные минералы 41  
Вторичный кварцит 249  
Второстепенные магматические мине-  
ралы 41  
Вулканические брекчи 321  
    "    веки 150  
    "    стекла 250  
Вязкость магм 79

## Г

Габбро 201  
    "    биотитовое 206  
    "    кварцевое 237  
    "    девточное 210  
    "    меланократовое 207  
    "    оливиновое 206  
    "    роговообманковое 206  
    "    соссюритовое 210  
    "    уралитовое 210  
Габбровая фация 362  
Габбровые сланцы 406  
Габбродиабаз 210  
Габбродиорит 205  
Габброидная магма 201  
Габброидно-базальтовая магма 202, 290  
Габбронорит 205  
Габбросиенит 205  
Газовый перенос 298  
Гарнолит 132  
Гарцбургит 193  
Гаюнофир 274  
Геленит-монтичеллитовая фация 374  
Гели 305  
Геллефанита 250—396  
Гельсинкит 355  
Генезис полезных ископаемых 418  
Геологические термометры 45  
Геохимия земного шара 18  
Герпадолиты 143  
Гетерогенные системы 88  
Гетероморфизм 175  
Гиаобазальт 218  
Гиббситы 334  
Гиббситовые глины 328  
Гибридные породы 299

Гидатогенные породы 44  
Гиротермальный метаморфизм 351  
Гипабиссальная фация 170  
Гипабиссальные породы 11  
Гипербазитовая магма 202  
Гипербазитовые породы 191  
Гипербазиты 191  
Гиперстенит 194  
Гиперстенитовое габбро 206  
Гипидиоморфные минералы 161  
Гипс 332  
Главные минералы магматических  
    пород 38  
Глаукофанит 405  
Глаукофаншлацевая фация 372  
Глина 324  
    "    бенитовая 325  
    "    гипсбитовая 328  
    "    диаспоровая 328  
    "    каолинитовая 324  
    "    кремнистая 327  
    "    легкоплавкая 327  
    "    монотермитовая 325  
    "    монтмориллонитовая 325  
    "    огнеупорная 327  
    "    сукновальная 325  
    "    флоридиновая 325  
Глинистые сланцы 324, 330  
Глиноземные породы 417  
Глинозем силикатные гнейсы 397  
Глобосфериты 160  
Глобулиты 160  
Глубинные зоны 353  
Глубинные метаморфические зоны  
    Барроу и Тиллея 356  
Глубинные породы 11  
Глубинный метаморфизм 352  
Гнейсо-кварциты 411  
Гнейсы биотитовые 395  
    "    глинистосиликатные 392  
    "    гранатовые 398  
    "    графитовые 399  
    "    двуосюдные 396, 399  
    "    катаортотлазовые 392  
    "    кордверитовые 398  
    "    мусковитовые 399  
    "    плагноклазовые 401  
    "    серицит-альбитовые 397  
    "    серицит-ортотлазовые 397  
    "    силлиманитовые 398  
    "    силлиманит-кордверитовые 397  
    "    щелочно-полевошпатовые 392  
Гомогенные системы 88  
Горнблендиты 191  
Граций 319  
Гранато-дабазитовые породы 260  
Гранат-оливиновые породы 408  
Гранатовые породы 414  
Гранитизация 379  
Гранитная магма 232, 290  
Гранитоиды 231

Граниты 232  
 Граниты щелочно-земельные  
 (нормальные) 235  
 Граниты щелочные 237  
 Гранит-порфир 250  
 Гранитпорфировые породы 276  
 Гранодиориты 232, 236  
 Гравофир 251  
 Гранулитовая фацция 367  
 Гранулиты 395  
 Грейзен 240  
 Гумбрин 326

## Д

Дайки 146  
 Дацигты 224, 227  
 Двойные соли 49  
 Десмовиты 383  
 Двикаонгломерат 320  
 Джеспилиты 416  
 Диабазовая фацция 361  
 Диабазы 213  
 " альбитовый 219  
 " афанитовый 219  
 " оливиновый 218  
 " олигоклазовый 219  
 " ортоклазовый 219  
 " уралитовый 219  
 Диабазовый афанит 219  
 " мандельштейн 219  
 " порфирит 219  
 " роговик 347  
 Диагенез 306  
 Диаграммы состава магматических пород  
 А. Н. Заварицкого 35  
 Диаграммы Ниггли 63  
 Диаллагит 194  
 Диаллаговый перидотит 193  
 Диаспориты 334  
 Диатомит 338  
 Диатоматовый пелит 338  
 Диафторез 343, 351  
 Диафторит 351  
 Диашистовые породы 275  
 Динамометаморфизм 348  
 Диорит 224  
 " кварцевый 225  
 " пироксеновый 226  
 " роговообманково-биотитовый 226  
 " роговообманковый 225  
 Диорит-анлит 276  
 Дискордантные инъекции 142  
 Дислокационный метаморфизм 348  
 Дитроит 263  
 Дифференциация магмы 289  
 Долерит 214  
 Доломит 336  
 Доломитизация 352  
 Друзитовые оболочки 163  
 Дуниты 192  
 " горнооливитовые 193

## Ж

Жаденит 410  
 Жаденитовые породы 410  
 Железистые кварциты 416  
 Железистые роговики 416  
 Жерловина 157  
 Жилы 141  
 Жильные породы 275  
 З  
 Законы объемов 347  
 " температур 347  
 Залежи интрузивные (силлы) 142  
 Зонарная структура минералов 140  
 " " плагиоклазов 108

## И

" Игла" 157  
 Идлобласти 386  
 Идиоморфные минералы 161  
 Изверженные породы 2,5  
 Известково-силикатные породы 414  
 Известковый туф 337  
 Известняки 335  
 Излившаяся магматические тела 156  
 Излившаяся породы 11  
 Изоморфные смеси (твердые  
 растворы) 49  
 Илолит 270  
 Инъекционный метаморфизм 354  
 Инъекционные комагматические  
 тела 141  
 Инъекция конкордантная 142  
 " ленточная 142  
 " несогласная (дискор-  
 дантная) 146  
 Инъекция повторная 143  
 " послойная 354  
 " сложная 142  
 Инконгруентное плавление 43,97  
 Ининморит 216  
 Интродированные (глубинные) магма-  
 тические тела 153  
 Интрузивные залежи 142  
 " породы 11  
 Интрузии ленточные 146  
 " малые 11  
 История петрографии 5  
 Ихор 16, 380

## К

Калиевый (ортоклазовый)  
 метасоматоз 379  
 Каменная соль 331  
 Кампитонит 276, 277  
 Канадит 263  
 Карбонатитовая магма 280  
 Карбонатиты 280  
 Карбонатные породы 473  
 Катагона 353

Катаклазирование 349  
 Катакластическая структура  
 (текстура) 166, 241, 387  
 Катаортоклазовый гнейс 392  
 Кварцевый диорит 225  
 „ кератофир 250  
 „ порфир 249  
 Кварцит 411  
 „ вторичный 412  
 „ железистый 416  
 „ пресноводный 338  
 Кварцитовые породы 411  
 Кварцовитовые магмы 280  
 Кварциты 280  
 Келифиговые оболочки 205  
 Кератофир 250, 258  
 „ кварцевый 250  
 Керацит 277  
 Кефелелит 326  
 Кизельгур 338  
 Кил 326  
 Кимберлит 195  
 Кинцит 398  
 Кислые магматические породы 13  
 Классификация габбровых пород  
 по Куплетскому 208  
 Классификация и генезис горных  
 пород 9  
 Классификация магматических пород  
 Гатча и Уэлса 178  
 Классификация магматических пород  
 Клооса 184  
 Классификация Лаппарана-  
 Лучичкого 179  
 Классификация Левинсон-Лессинга 180  
 „ Ниггли 185  
 „ Парсона, Кресса,  
 Иллингса и Вашингтона 175  
 Классификация Розенбуша 185  
 „ Шенда 172  
 „ метаморфических пород  
 Грубенмана 388  
 Классификация Эскола 390  
 „ осколочных пород 315  
 Эластические горные породы 319  
 Коендит 250  
 Конгломерат 320  
 Конгруентное плавление 41  
 Контактный метаморфизм 241, 257, 265  
 Контаминированные породы 299  
 Контаминирующие минералы 40  
 Конус вулканический 157  
 Корсит 206  
 Кортландит 193  
 Корундовый плагиоклазит 269  
 Кремнистые осадочные породы 337  
 Кремнистые туфы 337  
 Криптопегматитовая структура 112  
 Кристаллизация магмы 42, 73, 83  
 „ стадии ее 65  
 Кристаллизационная дифференциация 285

Кристаллизационная сланцеватость 350  
 Кристаллиты 160, 250  
 Кристаллические сланцы 4  
 Кристаллобласты 351  
 Кристаллобластическая структура 386  
 Кристаллобластический ряд 386  
 Крупнообломочные породы 450  
 Ксенобласты 386  
 Ксенокристаллы 174  
 Ксеноморфные минералы 161  
 Ксенолиты 299  
 Кыштымит 211  
 Кумингтонитовые сланцы 408  
 Кумулиты 160  
 Купол 157

## Л

Лабрадорит 205, 207  
 Лавовые колодцы (маары) 157  
 Лакколлиты 143  
 Лампрофир 247  
 Лампрофировые породы 275  
 Ларнит-мервинитовая фация 374  
 Латерит 334  
 Лаурникит 254  
 Лейкогаббро 237  
 Лайкократовые минералы 38  
 „ породы 174  
 Лейденты 216  
 Лейцитит 273  
 Лейцитовый авгитит 273  
 „ базальт 273  
 „ базанит 270  
 „ нефелинит 273  
 „ сивенит 261  
 „ тефрит 273  
 „ фonoлит 267  
 Лейцитифир 267  
 Ленточное габбро 210  
 Ленточные инъекции 142  
 Лердолит 193  
 Лёсс 329  
 Лестиварит 276  
 Летучие компоненты 56  
 „ составные части магмы 15, 44  
 Ликвация магмы 298  
 Лимбургит 274  
 Линейные извержения 156  
 Липариты 249  
 Литос 15  
 Литофильные элементы 18  
 Ловгулиты 160  
 Лопочит 145  
 Луаврит 262

## М

Маары 157  
 Магма 11, 15  
 „ поровая 381  
 Магматическая дифференциация 289  
 Магматические породы 11

Магматические месторождения полезных ископаемых 421

Магнезиально-силикатные сланцы 407

Магнетитовые породы 416

Маймачит 193

Макроструктуры 158

Микроструктуры 158

Малиньит 263

Малые интрузии 11, 170

Малахит 276

Мамдельштейн 219

Маргариты 160, 250

Маршуполит 262

Марундит 211

Мафические минералы 173

Мезозона 353

Мезотипные породы 174

Мел 335

Малагаббро 207

Меланократовые минералы 38, 40  
породы 174

Мелафир 217

Мелкообломочные породы 321

Меллитовые базальты 274

Мельтейгит 271

Мергель 329

меловой 335

Метаморфизм инъекционный 341

гидротермальный 351

Метаморфизм дислокационный 348

пневматолитический 351

региональный 352

ретроградный 351

Метаморфические породы 341

Метасоматоз 378

известковый 383

кальцевый и натровый 379

магнезиально-железисто-си-

ликатный 384

Метасоматоз щелочной 379

Методы перечисления химических ана-

лизов горных пород Заварицкого 26

Методы перечисления химических ана-

лизов горных пород Левинсон-Лес-

синга 20

Методы перечисления химических ана-

лизов горных пород Нигля 20

Миаскит 262

Мигматизация 354

Мигматиты 355

Микрогаббро 206

Микрогранит 251

микрорегматитовый 251

Микролиты 160

Микрокристаллическая структура 112

Микропегматит 161

Микросиенит 253

Микрофелзит 160

Микстогнейсы 355

Миловитовая структура 49

Минал 32, 49, 174

Минерализаторы 15, 44, 165, 295

Минералогический состав магматиче-

ских пород 38

Минералогический состав метаморфиче-

ских пород 385

Минералогический состав осадочных

пород 307

Минеральные фации по Коржинскому 378

по Эскола 357

Минетте 247, 258, 277

Мирмекит 162

Миссурит 270

Мономинеральные породы 174, 277

Монотермитовые глины 325

Монтмориллонитовые глины 325

Моноцитит 236, 255

кварцевый 236

Мончикит 266, 271, 277

„Море скал“ (развалки) 168, 240

Мрамор 415

Мугеарит 216

## Н

Нагельфлю 320

Наждачные породы 418

Нальчикин 326

Наполеонит 206

Натровый метасоматоз 381

Неанит 275

Небузит 355

Невадит 250

Некк вулканический 150

Несиликатные магмы 280

Нефелинит 273

лейцитовый 273

мелилитовый 273

Нефелиновый порфир 266

тингуаит 270

Нефелиновые сиениты 260

Нифе 300

Нифесма 300

Номенклатура магматических пород 172

Нордмарки 254

Норит 205

Нормально-плутоническая фация 367

## О

Обратимые и необратимые реакции 87

Обсидиан 228, 250

Ограниченная смешимость окислов

по Грейгу 170

Одинит 277

Одностороннее давление (стресс) 348

Окварцевание 352

Океанит 215

Оливинит 192

гортонолитовый 193

магнетитовый 272

мелалитовый 272

рудный 272

Осадитовые каймы 163

Опока 338  
 Определитель магматических пород 300  
 Ошты Горансона 59  
 Органогенные остатки 313  
 Органогенные породы 334  
 Ортогнейс 395  
 Ортоклазит 380  
 Ортогорт 205  
 Ортофир 258  
 Осадочные породы 304  
 Основная масса микрогранитовая 249  
 " " микрофельзитовая 250  
 " " микропегматитовая 250  
 " " стекловатая 250  
 Основные породы 16  
 Отдельные магматических пород 166  
 Относительные количества главных породообразующих окислов в магматических породах 14  
 Охри 328

## II

Палеосандевит 169  
 Палингенез 353  
 Парагнейс 395  
 Пегматит 276  
 Пемза 228, 250  
 Переохлаждение 97  
 Перидотиты 190  
 Перкиниты 190  
 Перитектика 97  
 Перлит 288  
 Перчат 112  
 Песок 321  
 Песчаник 321  
 Петрографические провинции 283  
 Петрология магматических пород 281  
 Пехштейн 228, 250  
 Пехштейновый порфир 260  
 Никрит 194  
 Пиритовый порфирит 194  
 Пирогенные минералы 45  
 Пироксениты 190  
 Плагноклазит 269  
 " корундовый 269  
 Платобазальты 156, 215  
 Площадные извержения 157  
 Плумазит 211  
 Пльвуи 321  
 Пневматолитический метаморфизм 352  
 Повровы 157  
 Подуглубинные породы 11  
 Порфир кварцевый 249  
 " либернитовый 265  
 " нефелиновый 266  
 Порфирит 227  
 " дворитовый 229  
 Порфиробласты 386  
 Порфировые выделения 163  
 Порфиронды 319

Порядок кристаллизации минералов магматических пород 42  
 Потоки лавовые 158  
 Правило минеральных фаций Гольдшмидта 91  
 Празинит 408  
 Празинитовая фация 366  
 Правило Розенбуша 75  
 Правило фаз 89  
 Принцип Соре 293  
 Причина разнообразия магматических пород 298  
 Пропилитизация 351  
 Протоклаз 350  
 Псаммитовые породы 321  
 Псевдофельзитовые сланцы 349  
 Псевдотектика 97  
 Псефитовые породы 315  
 Птигматит 355  
 Пуласкит 254  
 Пуццоланы 260  
 Пьезокристаллизация 350

## R

Равновесия гетерогенные и гомогенные 88  
 Радиусы лавов элементов 50  
 Равновесие фазовое 88  
 Рапакиви 235  
 Рапакививидные граниты 235  
 Распространение магматических пород 13, 281  
 Реакции обратимые и необратимые 87  
 Реакционный принцип Боуена 44, 127  
 Региональный метаморфизм 352  
 Резорбция 163  
 Ретроградный метаморфизм 343  
 Рибекитовый гнейс 410  
 Рiolит 249  
 Рисчорриты 262  
 Роговиковая фация 361  
 Роговик железистый 416  
 Роговиковые породы 242  
 Роговообманковый сланец 408  
 Рудные ультрабазиты 194  
 Рухляк 329

## C

Саксонит 193  
 Салитические минералы 175  
 Санидинитовая фация 360  
 Серпентинизация 352  
 Серпентитовый сланец 252  
 Серпентинизация 198  
 Серпентинит 199, 409  
 Сидерит 300  
 Сиад 300  
 Сидерофильные элементы 18  
 Сиевнит 253  
 " канкринитовый 261  
 " лейцитовый 261, 264



Структура криптопертитовая 165  
 " кристаллобластическая 386  
 " крупнозернистая 160  
 " лепидобластическая 386  
 " мейфитрофировая 163  
 " мелкозернистая 160  
 " миариолитовая 165  
 " микроафанитовая 161  
 " микрогранитовая 162  
 " микродиабластическая 387  
 " микрокристаллическая 161  
 " микролитовая 164  
 " микропегматитовая 162  
 " микропертитовая 164  
 " микрофировая 163  
 " милолитовая 166  
 " мидалевидная 165  
 " мозаичная 241  
 " монцититовая 162  
 " нематобластическая 386  
 " остаточная 387  
 " офитовая 162, 204  
 " палимпсестовая 387  
 " павидноморфнозернистая 162  
 " пегматитовая 159  
 " немзовая 164  
 " пергиалиновая 159  
 " перхристаллическая 159  
 " перлитовая 160  
 " пидогакситовая 164  
 " псевдотрофировая 163  
 " пойкилитовая 386  
 " полнокристаллическая 159  
 " полнокристаллически-пор-  
 фировая 164  
 Структура полукристаллически-пор-  
 фировая 164  
 Структура полукристаллическая 159  
 " порфиробластическая 386  
 " порфировая 160, 163  
 " порфировидная 163  
 " порфирокластическая 387  
 " протокластическая 165  
 " псевдоитрофировая 159  
 " псевдопорфировая 166  
 " пьезокристаллическая 165  
 " равномернозернистая 163  
 " реликтовая 387  
 " роговиковая 242, 386  
 " сидеронитовая 165  
 " синантектическая 163  
 " скрытокристаллическая 161  
 " среднезернистая 160  
 " стекловатая 159  
 " стекловидно-порфировая 164  
 " субдолеритовая 204  
 " субофитовая 204  
 " сферолитовая 160, 343  
 " тонкозернистая 161  
 " торцовая 166  
 " трахитовая 164

Структура ультрамикронитовая 166  
 " фельзитовая 161  
 " фибробластическая 386  
 " флюидальная 164  
 " чешуйчатая 386  
 " шаровая 164  
 " шлаковидная 214  
 " эвкристаллическая 159  
 Структуры основных пород  
 по Куплетскому 192  
 Суглинки 328  
 Сульфидолитовые магмы 280  
 Сульфидолиты 280  
 Сфенолит 152  
 Схема Барта 139  
 " Боуена 138

## Т

Таблица количественной характеристики  
 габбровых пород по Куплетскому 208  
 Таблица разделения ультраосновных  
 пород по Куплетскому 192  
 Тальковные породы 409  
 Тальковные сланцы 408  
 Тахилит 218  
 Твердые растворы 49  
 Текстура 158  
 Температуры образования магматиче-  
 ских пород по Фоггу 46  
 Температуры плавления породообра-  
 зующих минералов 76  
 Тералит 268  
 Термометаморфизм 345  
 Термометры геологические 45  
 Тетраэдр Ниггли 23  
 Тефрит 270  
 " лейцитовый 270  
 Тефрит нефелиновый 270  
 Тешенит 269  
 Тингуант 266, 276  
 " кварцевый 276  
 Тихоокеанский тип пород 285  
 Тоналит 226  
 Тоналит-ангит 276  
 Тонкообломочные осадочные породы 324  
 Трапп 218  
 Трасс 252, 260  
 Трахиандезит 229  
 Трахидолерит 269  
 Трахилимарит 259  
 Трахит 253, 258  
 Трехеа 338  
 Трещинные эффузии 156  
 Трихиты 160  
 Троктолит 205  
 Трондземит 237  
 Туфовые лавы 228  
 Туффы вулканические 326  
 " диабазовые 220  
 Туфы кремнистые 337

У  
Узловатый сланец 242  
Ультрабазиты 191  
    "    изменения их 198  
Ультраметаморфизм 355  
Ультрамилонитовая структура 166  
Ультраосновные породы 191  
Умпекит 256  
Уралийское габбро 210  
Урановые минералы 279  
Уртит 263, 271

Ф

Фазы и фации магматических пород 166  
Факолит 146  
Фельдшпатизация 405  
Фельдшпатизированные сланцы 242  
Фейтитизация 381  
Фенокристы 163  
Фергусит 270  
Ферролитовые магмы 280  
Ферролиты 281  
Физио-химия силикатных расплавов 87  
Филлит 324, 400  
Фильтрпрессование 81, 297  
Флинтклей 327  
Фойант 262  
Фонолиты нефелиноидные 266  
    "    трахитоидные 266  
Форелленштейн 207  
Формы залегания магматических пород 140  
Фосфориты 323  
Фракционная кристаллизация 294

Х

Халькофильные элементы 18  
Хнастолитовый сланец 242  
Хибинит 262  
Химические осадки 330  
Химический состав магматических пород 12  
Хлорит-мусковитовая фация 367  
Хлоритовые сланцы 408

Ц  
Центральные извержения 157

Ч

Чарнокиты 236

Ш

Шиты 143  
Шонкинит 268  
Шрисгеймит 193  
Штоки 142, 154

Щ

Щебень 319  
Щелочной метасоматоз 379  
Щелочные гнейсы 410  
Щит 157

Э

Эвтектика 95  
Эвтектическая точка 95  
Экзогенные минералы 41  
Эклогит 370, 404  
Эклогитовая фация 368  
Экструзивные породы 11  
Эндогенные минералы 41  
Эпидот-амфиболитовая фация 365  
Эпидот-биотитовая фация 367  
Эпизона 353  
Эпидейцитифир 267  
Эруптивная брекчия 354  
Эссекит 268  
Этмолит 152  
Эффузивная фация 170  
Эффузивные породы 11, 156

Ю

Ювиты 263

Я

Явушрангиты 271

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие к шестому изданию . . . . .	3
Введение . . . . .	4
Главные этапы развития петрографии . . . . .	5
Классификация и генезис горных пород . . . . .	9
• Магматические породы . . . . .	11
Химический состав магматических пород . . . . .	12
Относительные количества главных породообразующих окислов . . . . .	16
Геохимия земного шара . . . . .	18
Методы перечисления химических анализов горных пород . . . . .	20
Минералогический состав магматических пород . . . . .	38
Порядок кристаллизации минералов магматических пород . . . . .	42
Особенности атомной структуры породообразующих минералов и силикатов . . . . .	48
Магма . . . . .	55
Летучие компоненты магмы . . . . .	56
Первичная кристаллизация магмы . . . . .	73
Вязкость силикатных расплавов и магм . . . . .	79
Процессы кристаллизации . . . . .	83
Физико-химия силикатных расплавов и магм . . . . .	87
Обратимые и необратимые превращения и реакции . . . . .	—
Фазовое равновесие и правило фаз . . . . .	88
Однокомпонентные системы . . . . .	92
Система воды . . . . .	—
Система кремнекислоты . . . . .	94
Двухкомпонентные системы . . . . .	95
Двухкомпонентные системы с твердым раствором . . . . .	106
Двухкомпонентные системы с ограниченным твердым раствором . . . . .	110
Двухкомпонентные системы при значительном давлении . . . . .	113
Ограниченная смесимость в жидкой фазе (ликвидация) . . . . .	—
Двухкомпонентные системы с летучим компонентом . . . . .	117
Трехкомпонентные системы . . . . .	118
Поликомпонентные системы . . . . .	136
Реакционный принцип и его петрологическое значение . . . . .	137
Зонарная структура минералов . . . . .	140
Формы залегания магматических пород . . . . .	—
Инъекционные магматические тела . . . . .	141
Интродуцированные (глубинные) магматические тела . . . . .	153
Эффузивные (излившиеся) магматические тела . . . . .	156
Структура и текстура магматических пород . . . . .	158
Отдельность магматических пород . . . . .	160
Фазы и фации магматических пород . . . . .	168
Классификация и номенклатура магматических пород . . . . .	171

	Стр.
Описание магматических пород . . . . .	190
Группа перидотитов и пироксенитов (перкнитов) . . . . .	—
Группа габбро и базальтов . . . . .	201
Габбро . . . . .	203
Базальты и диабазы . . . . .	213
Группа диоритов и андезитов (дацитов) . . . . .	224
Диориты . . . . .	—
Андезиты, дациты и порфириты . . . . .	227
Группа гранитоидов и липаритов . . . . .	231
Гранитоиды . . . . .	232
Липариты и кварцевые порфиры . . . . .	249
Группа сиенитов и трахитов . . . . .	253
Сиениты . . . . .	—
Трахиты и ортофиры . . . . .	258
Группа нефелиновых сиенитов и фонолитов . . . . .	260
Нефелиновые сиениты . . . . .	—
Фонолиты и нефелиновые порфиры . . . . .	266
Группа эссекситов, шонкинитов, тералитов и др. . . . .	268
Группа миссуритов, ийолитов и др. . . . .	270
Жильные породы . . . . .	275
Несиликатные магмы . . . . .	280
Петрология магматических пород . . . . .	281
Распространение магматических пород . . . . .	—
Петрографические провинции . . . . .	283
Причины разнообразия магматических пород . . . . .	289
Определитель магматических пород . . . . .	300
II. Осадочные породы . . . . .	304
Особенности минералогического состава осадочных пород . . . . .	307
Описание осадочных пород . . . . .	314
Механические осадки . . . . .	315
Кластические (обломочные) горные породы . . . . .	319
Химические осадки . . . . .	330
Органогенные породы . . . . .	334
III. Метаморфические породы . . . . .	341
Процессы и типы метаморфизма . . . . .	—
Глубинный (региональный) метаморфизм . . . . .	352
Глубинные метаморфические зоны по Барроу и Тиллеу . . . . .	356
Минеральные фации по Эскола . . . . .	357
Минеральные фации по Коржинскому . . . . .	373
Метасоматоз . . . . .	378
Подвижные и неподвижные компоненты . . . . .	—
Виды метасоматоза . . . . .	379
Минералогический состав метаморфических пород . . . . .	385
Описание метаморфических пород . . . . .	—
Главные типы метаморфических пород . . . . .	392
Щелочно-полевошпатовые гнейсы . . . . .	—
Силлиманит-кордиеритовые (глинозем-силикатные) гнейсы . . . . .	397
Плагиоклазовые гнейсы . . . . .	401
Эклогиты и амфиболиты . . . . .	403
Магнезиально-силикатные сланцы . . . . .	407
Жадентовые породы . . . . .	410
Кварцитовые породы . . . . .	411
Известково-силикатные породы . . . . .	414
Мраморы . . . . .	415
Магнетитовые породы . . . . .	416
Глиноземистые (наждачные) породы . . . . .	417
Горные породы и полезные ископаемые . . . . .	418
Литература . . . . .	427
Указатель . . . . .	428

**ПРИЛОЖЕНИЕ**

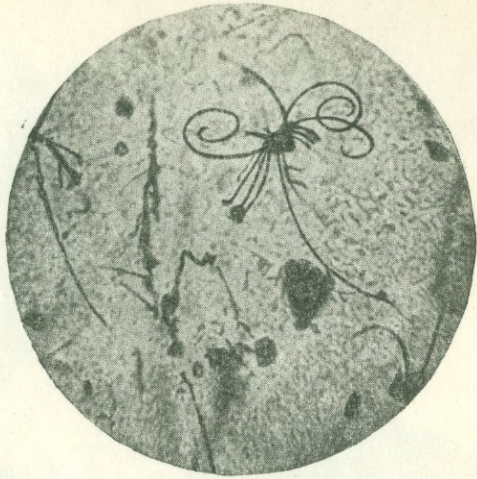


Рис. 1. Трихиты в обсидиане,  $\times 300$ .

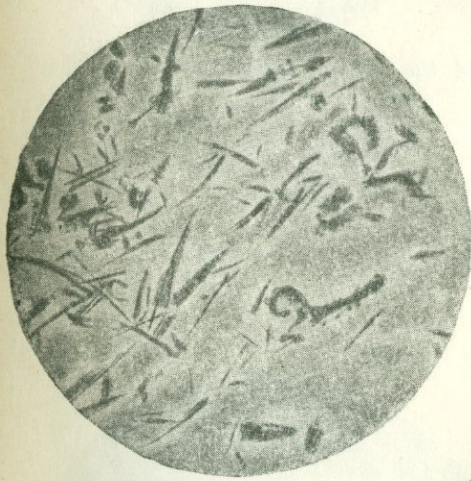


Рис. 2. Кристаллиты, преимущественно скопульты, в нефелине,  $\times 27$ .

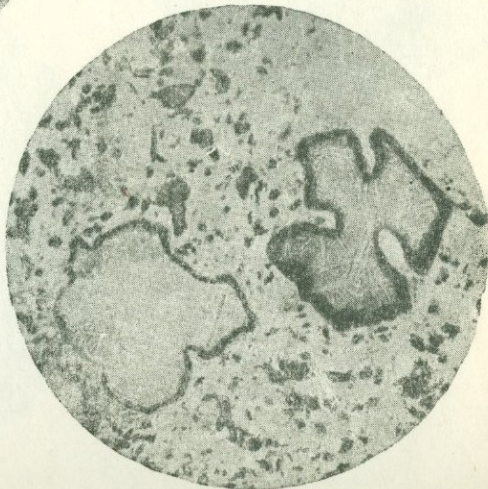


Рис. 3. Скелетные кристаллы носеана в носеановом нефрите.

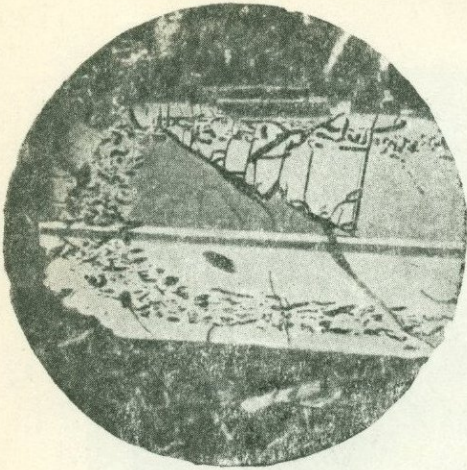


Рис. 4. Зонарный плагиоклаз в мелафире.

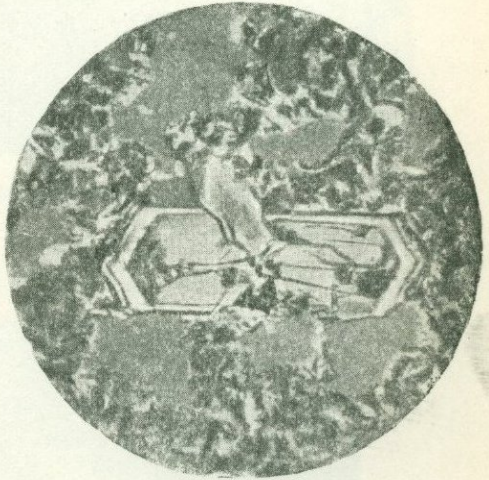


Рис. 5. Зонарный пироксен в лейцитовом тефрите.

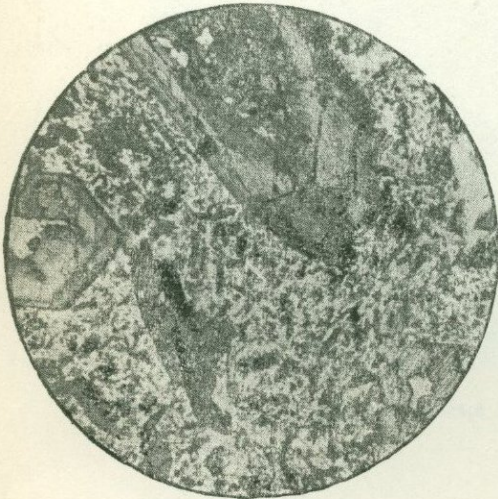


Рис. 6. Зонарный баркевикит в баркевикитовом базальте, Приазовье.

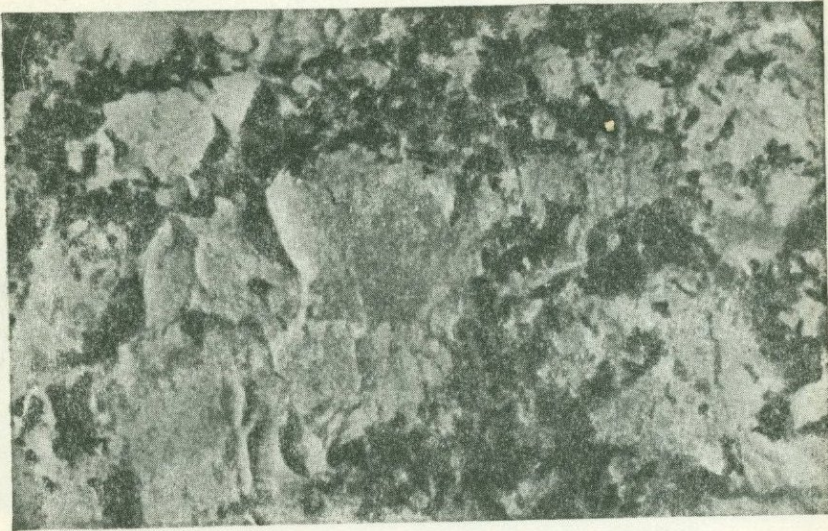


Рис. 1. Крупнозернистый гранит (нат. величина).

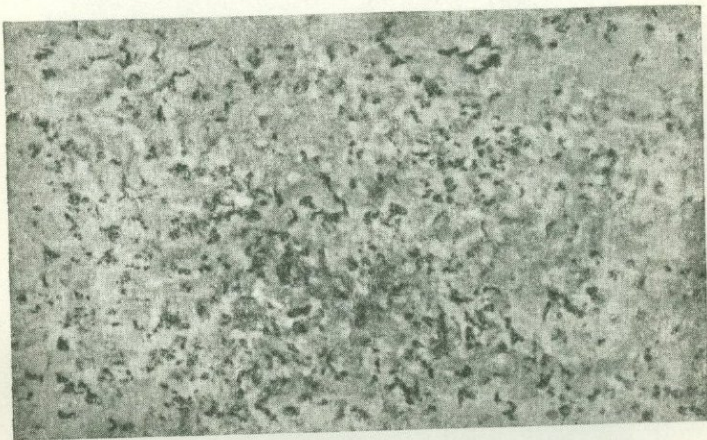


Рис. 2. Мелкозернистый гранит (нат. величина).



Рис. 1. Порфировая структура в порфире (нат. величина).

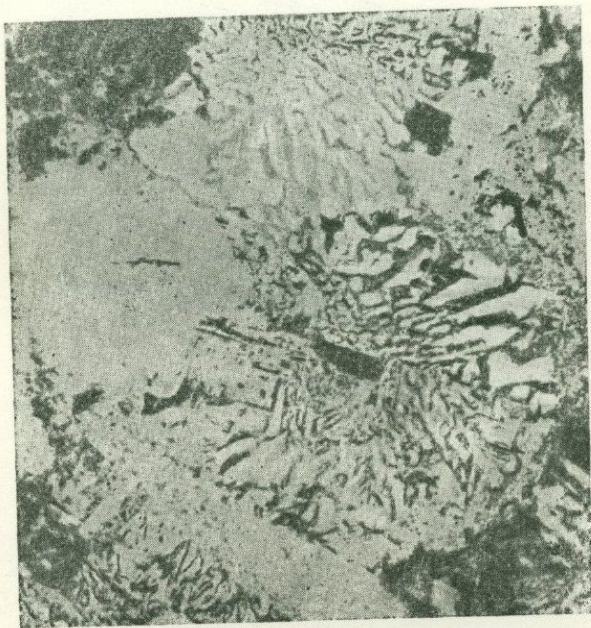
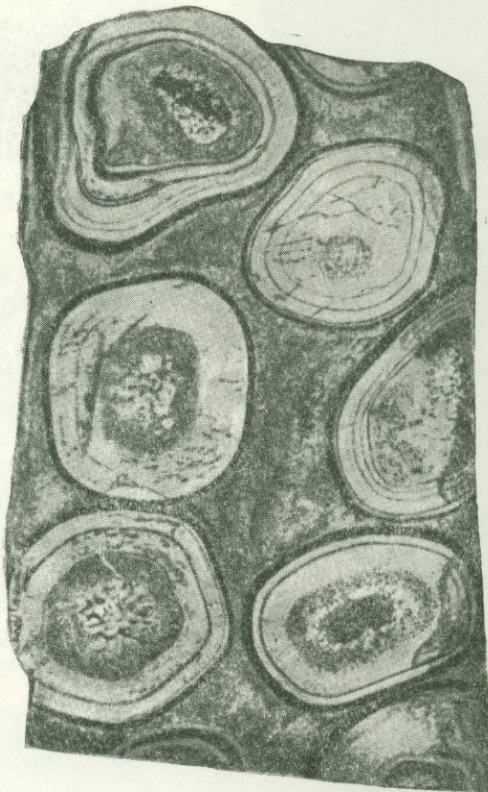


Рис. 2. Микропегматит ( $3/4$  нат. величины).



Шаровая структура гранита ( $1/10$  nat. величины).

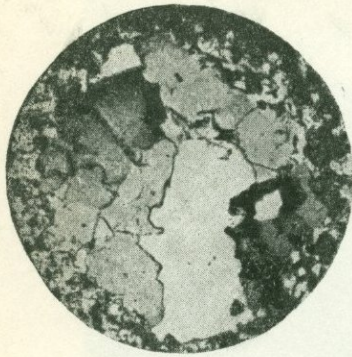


Рис. 1. Катаклазовый кварц.

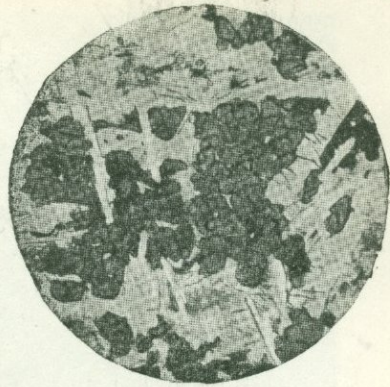


Рис. 2. Офитовая структура в диабазе.



Рис. 3. Порфировая структура в андезите.

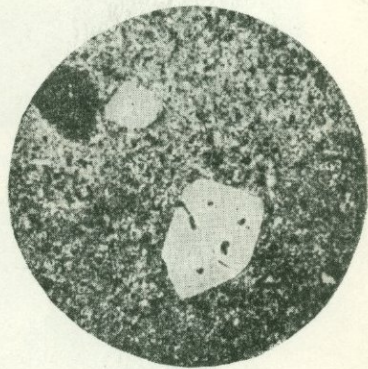


Рис. 4. Корродированный кварц в кварцевом порфире.

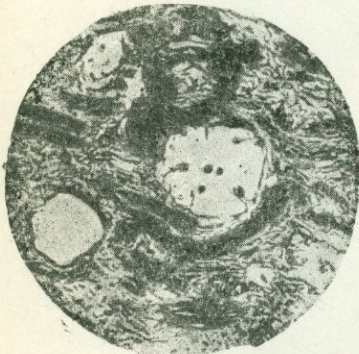


Рис. 5. Пемза. Йеллоустонский парк, США.

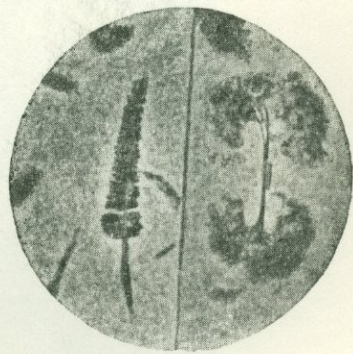


Рис. 6. Обсидиан с кристаллами.



Рис. 1 Параллелепipedальная отдельность в граните.



Рис. 2 Подушечная лава.

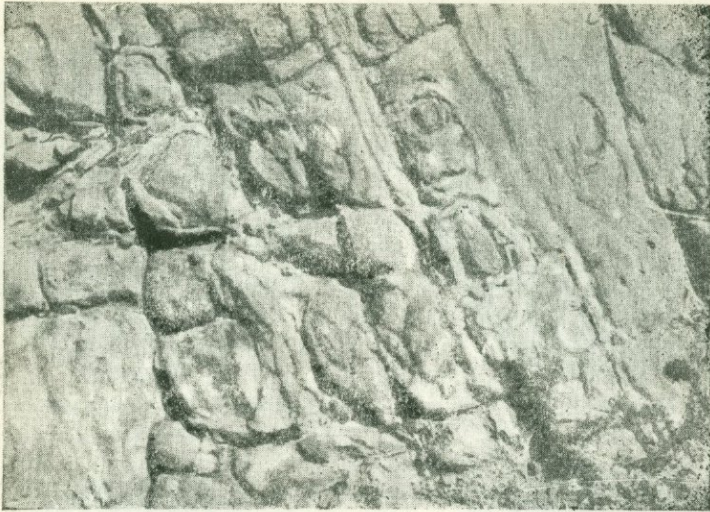


Рис. 1. Ложно-шаровая отдельность в диабазе.

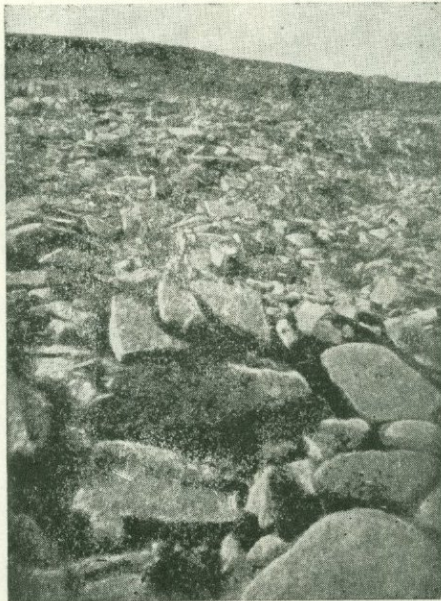


Рис. 2. „Море скал“.

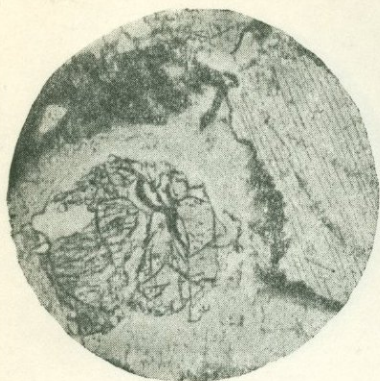


Рис. 1. Лерцолит с келифитовой структурой.

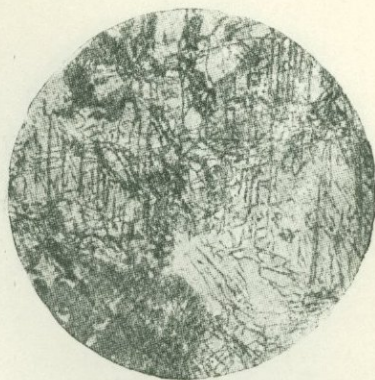


Рис. 2. Шрисгеймит.

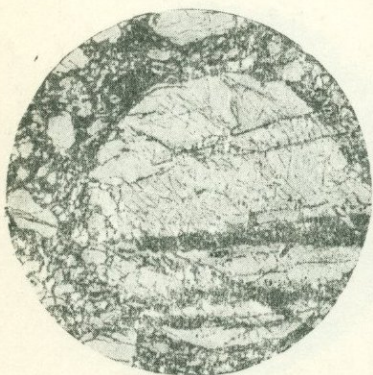


Рис. 3. Пироксенит с первичной порфировой структурой.

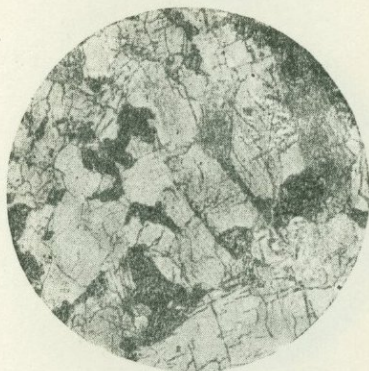


Рис. 4. Горнблендит с сидеронитовой структурой.

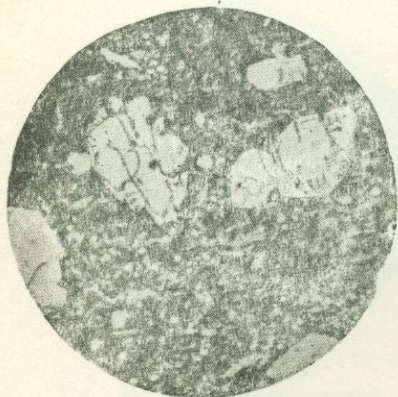


Рис. 5. Пикритовый порфирит.



Рис. 6. Долерит.

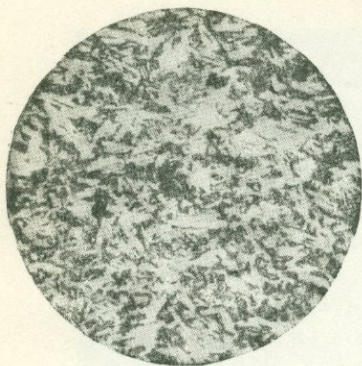


Рис. 1. Базальт.

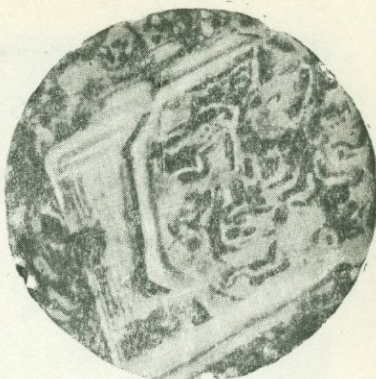


Рис. 2. Ортоклазовый базальт.  
Плагиоклаз зонарный, антиперти-  
товый.



Рис. 3. Диабаз.

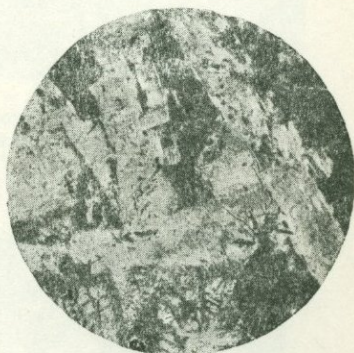


Рис. 4. Крупнозернистый диабаз.

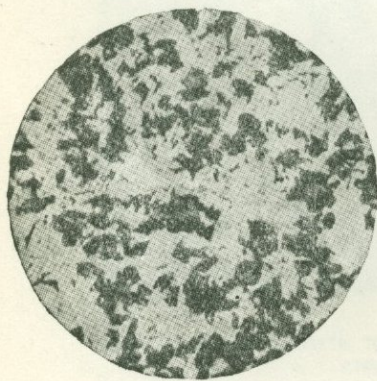


Рис. 5. Амфиболизированный  
диабаз.

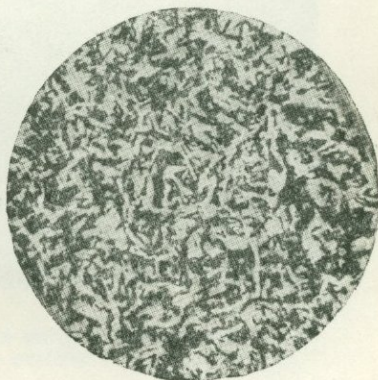


Рис. 6. Диабазовый порфирит,



Рис. 1. Средняя часть того же потока (на глубине 9 м) с наибольшим количеством кристаллов и обломков оливина.

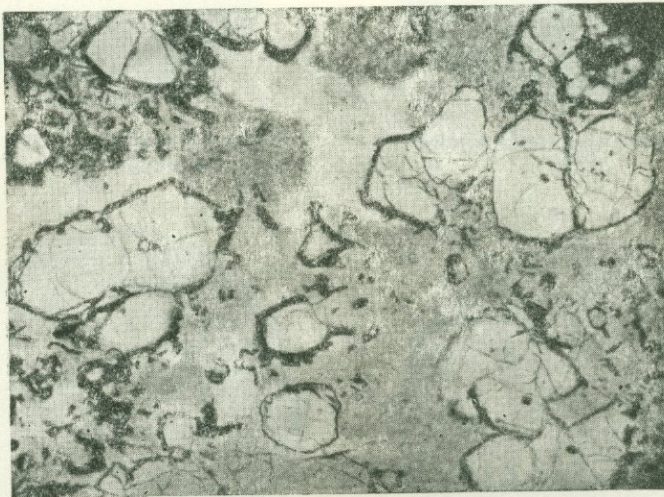


Рис. 2. Нижняя часть того же потока, обогащенная кристаллами оливина

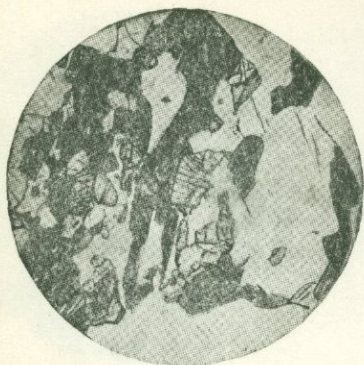


Рис. 1. Диорит.

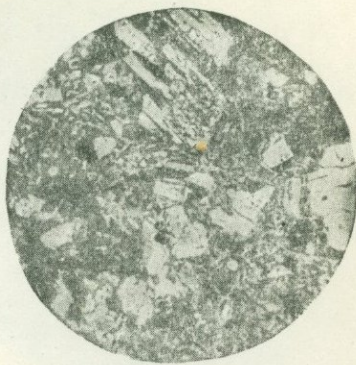


Рис. 2. Андезит.

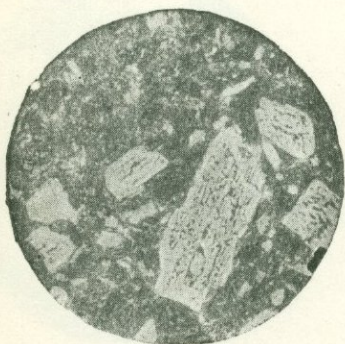


Рис. 3. Андезит с зонарной структурой плагиоклаза.

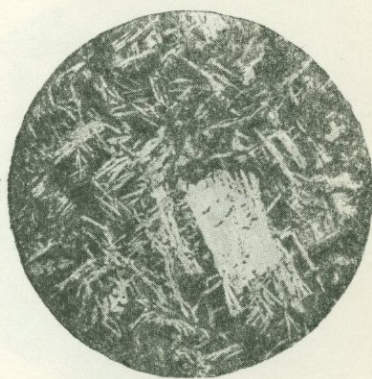


Рис. 4. Плагиоклазовый порфирит.



Рис. 5. Августовый порфирит.

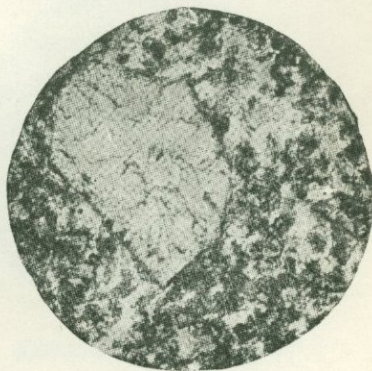


Рис. 6. Порфирит. Чмель.

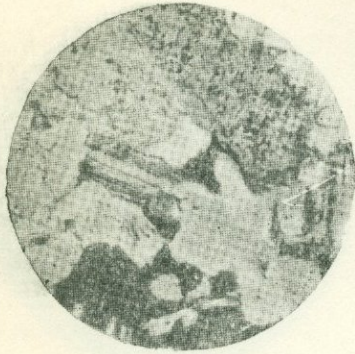


Рис. 1. Гранит.

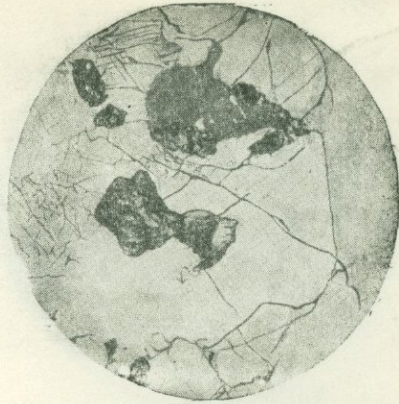


Рис. 2. Рапакиви с частично резорбированным оливином.

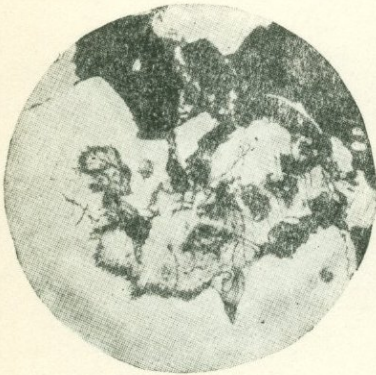


Рис. 3. Рапакиви с киевитом.

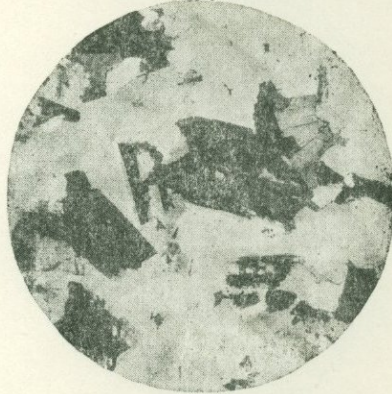


Рис. 4. Гранодиорит.

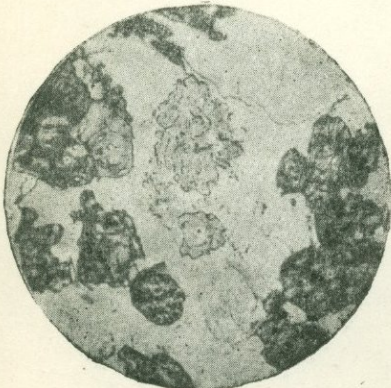


Рис. 5. Банатит.

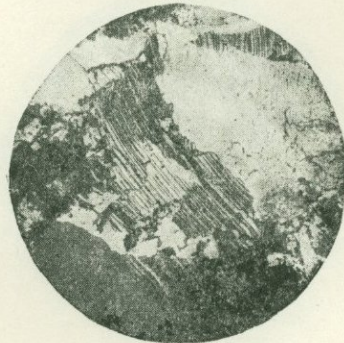


Рис. 6. Катаклазированный гранит.

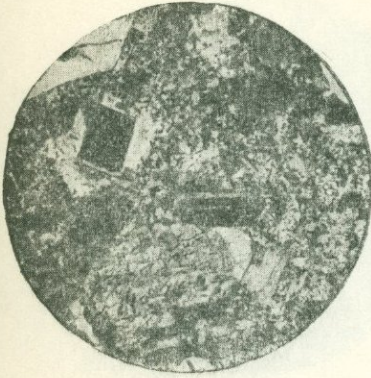


Рис. 1. Кварцевый порфир.

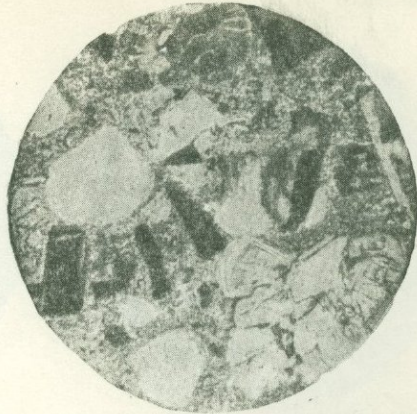


Рис. 2. Кварц-роговообманковый порфир.



Рис. 3. Нефелиновый сиенит.

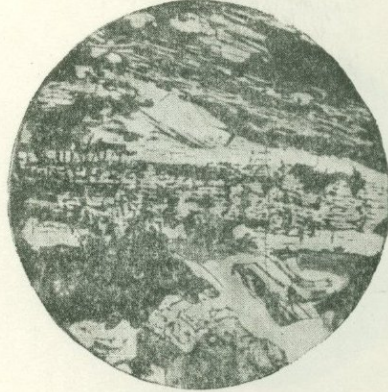


Рис. 4. Трахитоидный фойант.



Рис. 5. Пойкилитовый луварит.

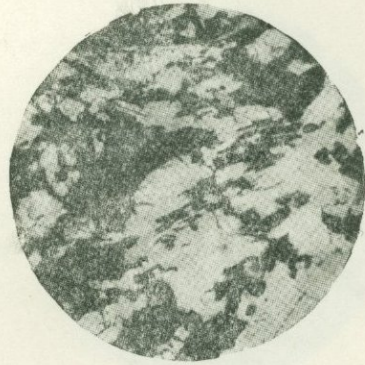


Рис. 6. Нефелиновый сиенит.



Рис. 1. Тешенит.

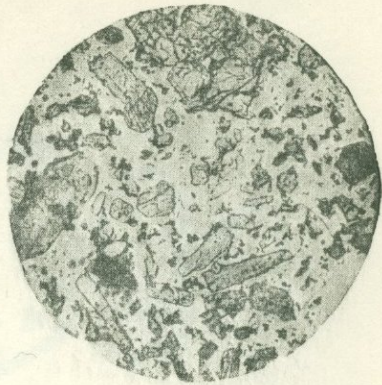


Рис. 2. Трахидолерит.

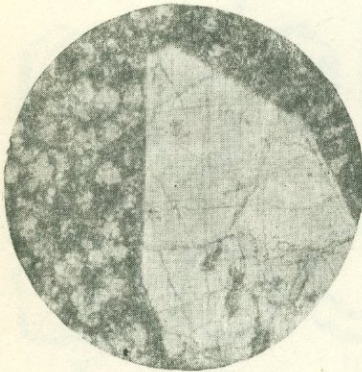


Рис. 3. Эпилейцитофир.



Рис. 4. Уртит.

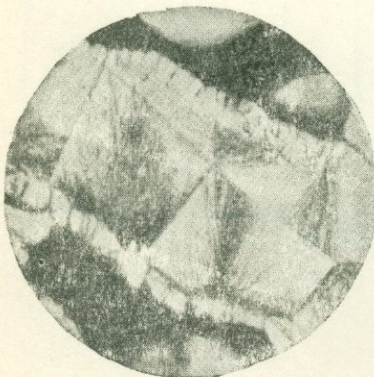
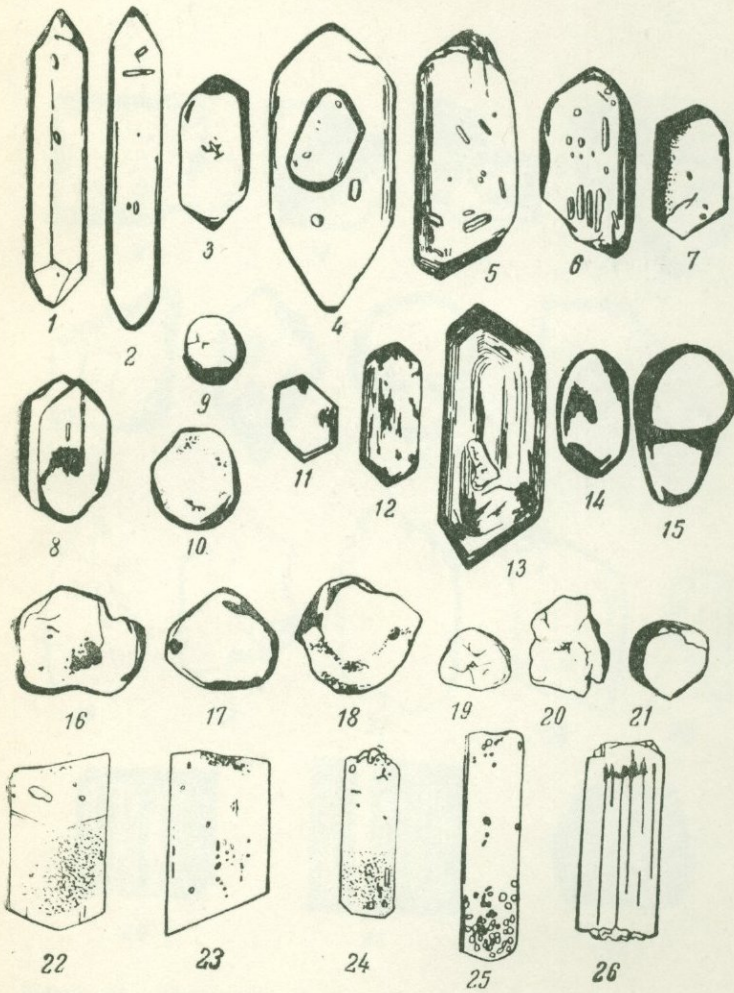


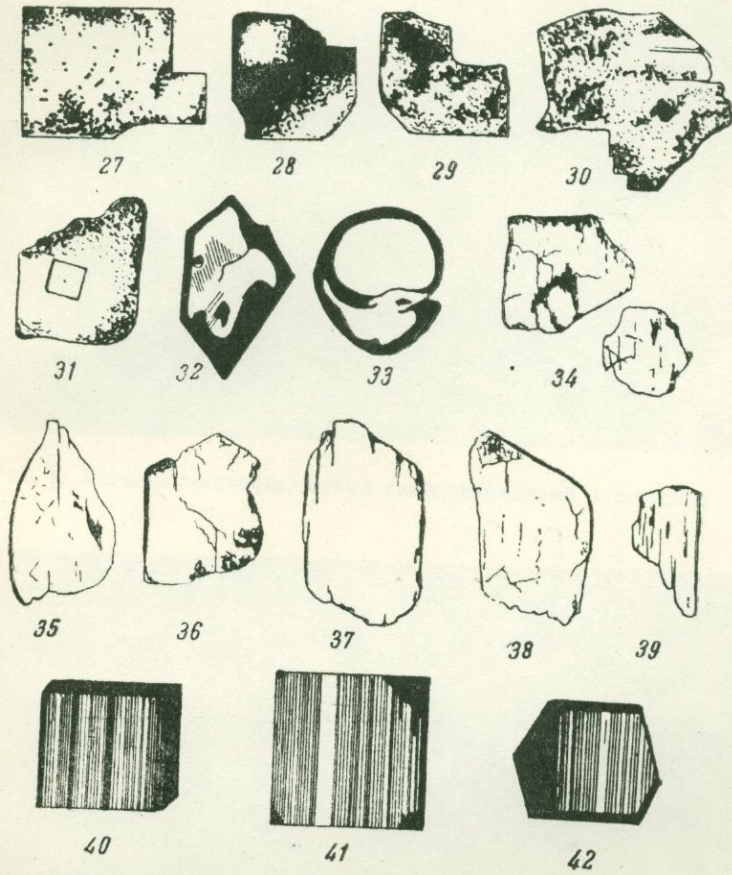
Рис. 5. Халцедон.



Рис. 6. Скелеты губок.



Минералы кластических пород. 1—15 циркон; 16—21 графит;  
22—26 турмалин.



Минералы кластических пород. 27—31 анатаз; 32—33 рутил; 34—37 эпидот; 38 энстатит; 39 силлиманит; 40—42 пирит.

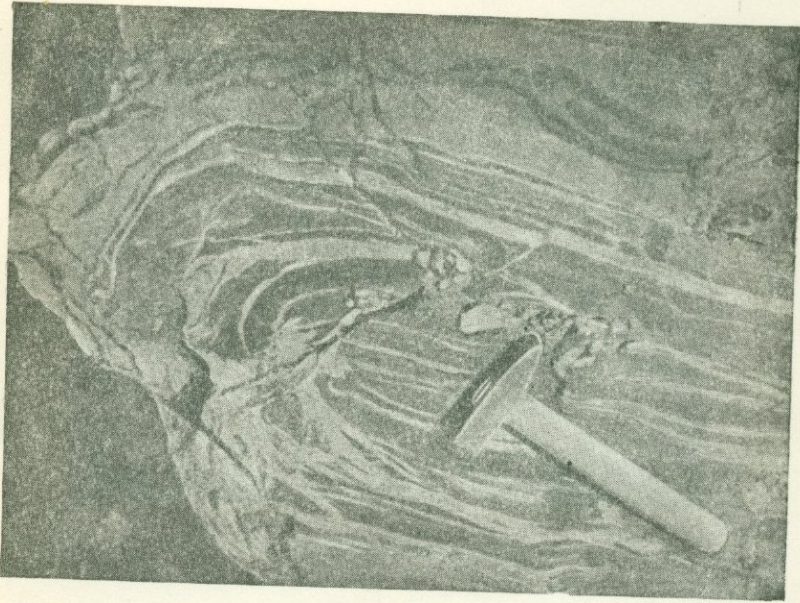


Рис. 1. Мигматит (инъицированный гнейс, сложенный в складки).



Рис. 2. Мигматит (инъицированный амфиболит)

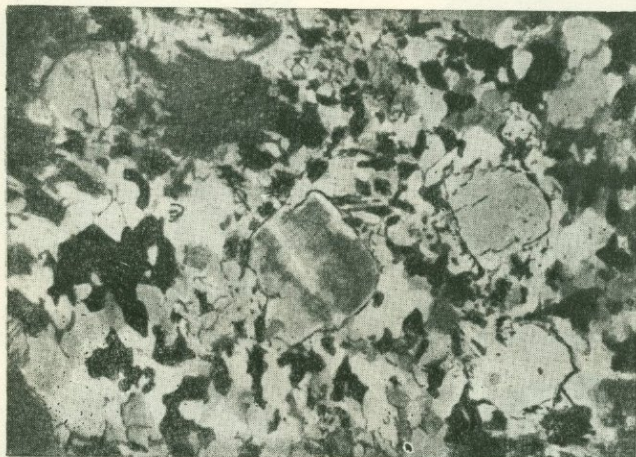


Рис. 1. Гранитизированный песчаник.



Рис. 2. Птигматит. Канада.

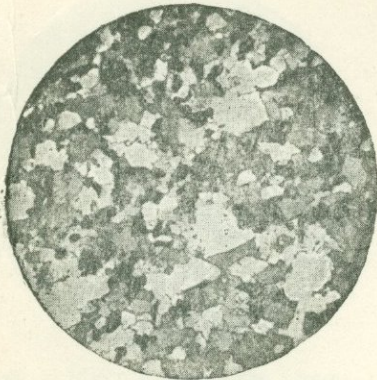


Рис. 1. Гранобластическая структура.

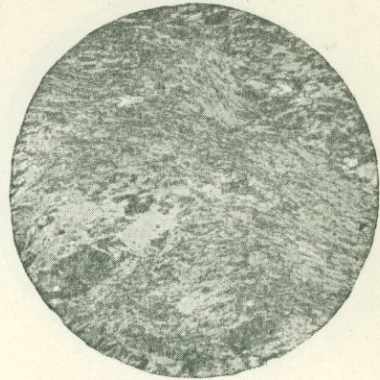


Рис. 2. Нематобластическая структура.

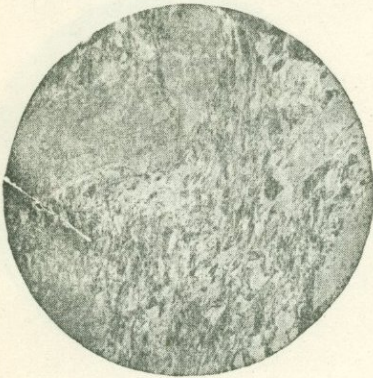


Рис. 3. Порфиробластическая структура. Двуслюдяной сланец. Тироль.

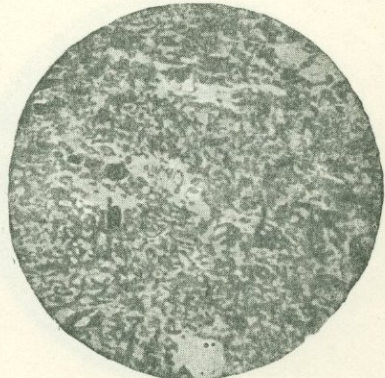


Рис. 4. Диабластическая структура.



Рис. 5. Гелицитовая структура. Сланец. Тироль.



Рис. 6. Бластогранитовая структура. Гнейс. Финляндия.



Рис. 1. Бластосаммитовая структура. Гнейс. Швейцария.

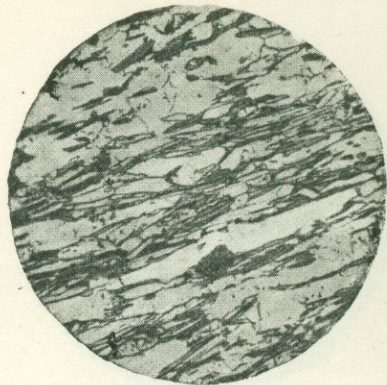


Рис. 2. Кристаллизационная сланцеватость. Биотитовый сланец. Тироль.

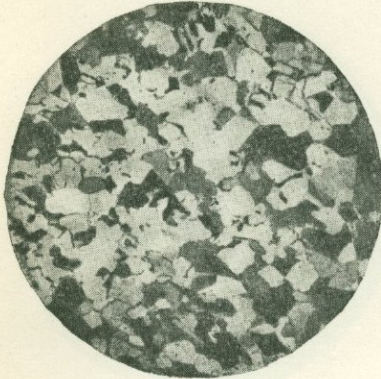


Рис. 3. Катабиотитовый ортоклазовый гнейс. Финляндия.

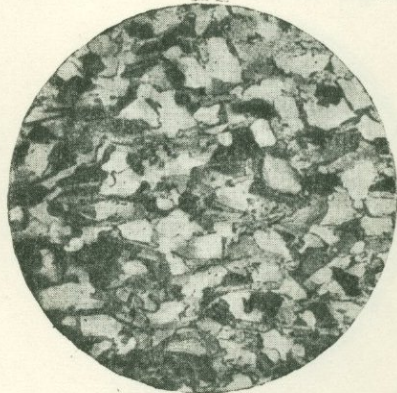


Рис. 4. Мезобиотитовый ортоклазовый псаммитовый гнейс. Тироль.

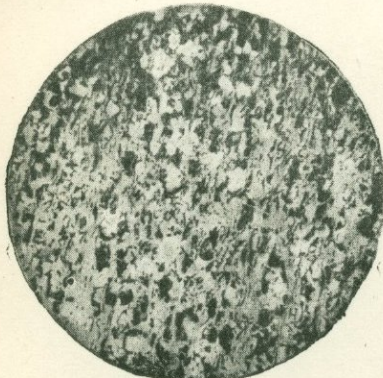


Рис. 5. Бедный глиноземом серицит-альбитовый эпигнейс. Чехословакия.

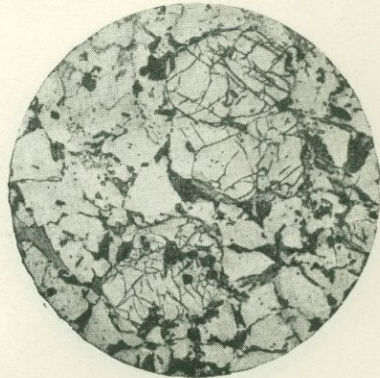


Рис. 6. Катаранатовый гнейс (кинцингит). Оденвальд.

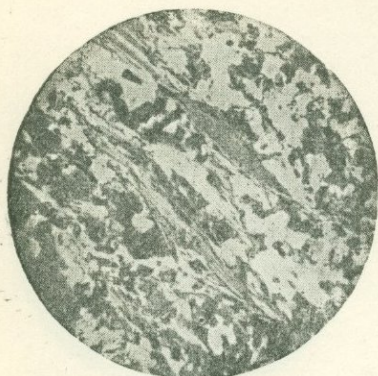


Рис. 1. Двуслюдяной сланец.  
Южный Тироль.



Рис. 2. Катароговообманковый  
плагноклазовый гнейс. Тироль.

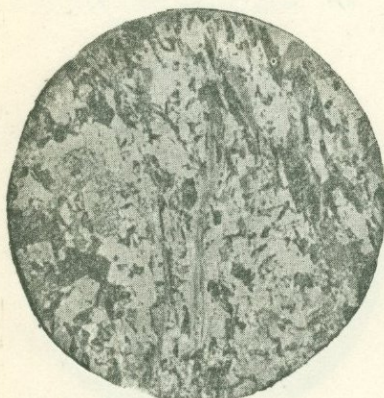


Рис. 3. Мезобиотитовый плагнокла-  
зовый осадочный гнейс. Оденвальд.



Рис. 4. Эклогит. Тироль.

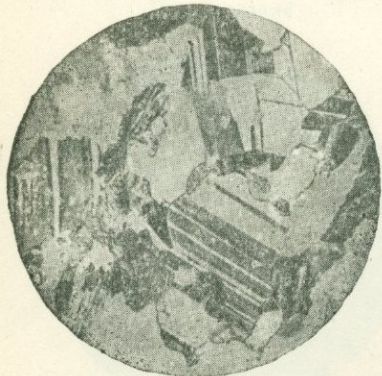


Рис. 5. Плагноклазовый амфиболит  
габровой структурой. Шварцвальд.

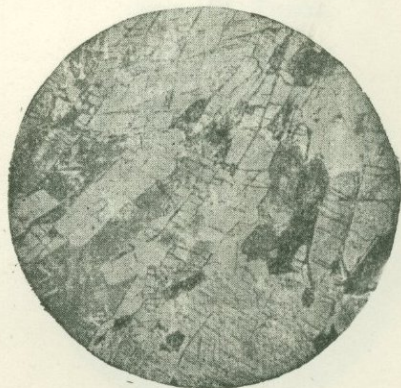


Рис. 6. Цонзимовый амфиболит.

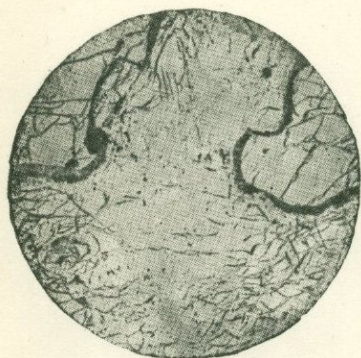


Рис. 1. Гранат-оливиновая порода с келифитовой структурой. Беллинзона. Тироль.

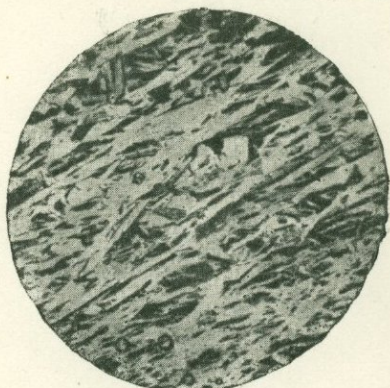


Рис. 2. Хлористый сланец. Чивенна.

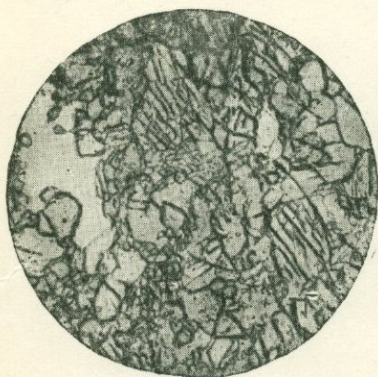


Рис. 3. Катагранатовая порода. Чехословакия.

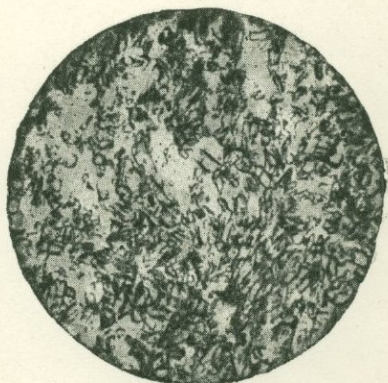


Рис. 4. Эпидотовый сланец (эпидозит). Тироль.

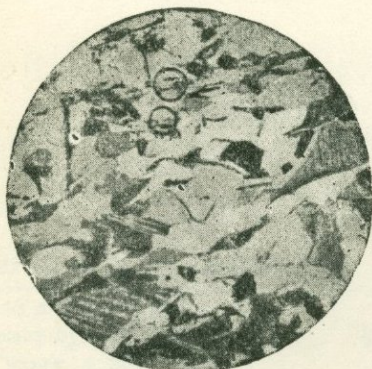


Рис. 5. Катасланяной известковый сланец. Симплонский туннель.

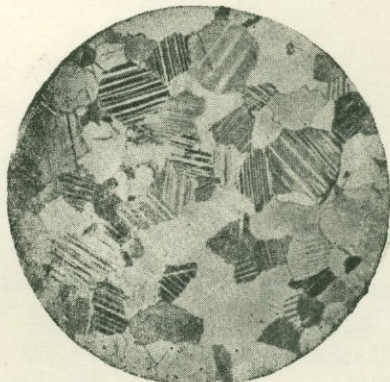


Рис. 6. Мрамор. Тироль.

Редактор *Б. М. Куплетский*

Технический редактор *Е. Зеленкова*

Сдано в набор 13.2.1948 г.

Подписано к печати 18.XII.1948 г.

Формат бумаги 60×92<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Печ. л. 30<sup>1</sup>/<sub>2</sub>+1 вклейка.

Заказ 122

Уч. издат. л. 36,4.

Тираж 10 000

A11153

ОПЕЧАТКИ

Таблица	Рисунок	Напечатано	Следует читать
XX	6	Катаранатовый	Катагранатовый
XXI	5	Плавиоклазовый	Плагиоклазовый
XXI	6	Циозимовый	Цоизитовый
XXII	2	Хлористый	Хлоритовый

Цена 17 руб. 40 коп.

8422