Проф. В. И. ЛУЧИЦКИЙ

ПЕТРОГРАФИЯ

ТОМ ВТОРОЙ

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ГОНТИ • НКТП • СССР • 1938

552
Л-87

Проф. В. И. ЛУЧИЦКИЙ

552.3.

ПЕТРОГРАФИЯ

ТОМ ВТОРОЙ

Часть третья

ПЯТОЕ ПЕРЕРАБОТАННОЕ ИЗДАНИЕ

Утверждено ГУУЗ НКТП в качестве учебника для геолого-разведочных втузов

655
Цена 5 р., пер. 1 р. 50 к.
6р.50к.



ГОНТИ НКТП СССР 1938
РЕДАКЦИЯ ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ И ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва Ленинград

ГГР-65-5-2
Прот. ТКК № 33

АННОТАЦИЯ

Том II содержит описание горных пород (магматических, осадочных и метаморфических). Дана общая характеристика каждой группы, детальное описание главным образом кристаллических пород и изложены вопросы их генезиса.

Книга допущена в качестве учебника для геолого-разведочных втузов.

К ЧИТАТЕЛЯМ КНИГИ

Главная редакция просит дать отзыв на настоящую книгу с оценкой как содержания книги, так и соответствия ее знаниям читателей, на которых книга рассчитана. Одновременно в отзыве желательно получить и освещение редакционных недостатков книги.

Наиболее удачные отзывы будут напечатаны в журналах и оплачены.

Отзывы и все замечания по книге просим направлять по адресу:

МОСКВА, проезд Владимирова, 4, *Главная редакция горно-топливной и геолого-разведочной литературы.*

Рецензенты проф. *Д. С. Белянкин*
и проф. *П. И. Лебедев*
Редакторы *С. Д. Четвериков и Я. Д. Готман* Техн. редактор *Ш. Б. Вайнштейн*
Корректоры *М. А. Уборская*
и *Т. С. Петрикова*

Сдано в набор 9/VI 1938 г.
Подписано к печати 5/VIII 1938 г.
Тираж 5.000 экз.
Формат бумаги $62 \times 94^1/_{16}$
Объем { 25,2 уч.-авт. л.
19 печ. л.
Изд. № 92
Учетн. № 1159 Тип. зн. в 1 бум. л. 104448.
Бум. л. $9^1/_2 + 1$ вкл.
Уполн. Главлита № Б-49641.
Бумага ф-ки „Сокол".
Заказ № 585.

2-я тип. ГОНТИ им. Евг. Соколовой. Ленинград, пр. Кр. Командиров, 29.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Горные породы 5

Введение . . . . . —

Главные этапы развития петрографии 6
Классификация и генезис горных пород 10

Магматические породы 10

Химический состав магматических пород 11
Минералогический состав магматических пород 19
Зональная структура минералов 30
Формы залегания магматических пород . . . . . —
Формы залегания интрузивных тел . . . . . —
Формы залегания излившихся пород 38
Структура и текстура магматических пород 40
Отдельность магматических пород 52
Фазы и фации магматических пород 53
Классификация и номенклатура магматических пород 56
Классификация Шенда 57
Классификация Лаппарана-Лучицкого 59
Химическая классификация Левинсон-Лессинга 63
Минералогическая классификация Ниггли 70
Группа перидотитов и пироксенитов 77
Перидотиты и пироксениты . . . . . —
Пикриты и пикритовые порфириты 82
Процессы изменения ультрабазитов 85
Рудообразование, связанное с ультрабазитами 87
Группа габбро и базальтов 89
Габбро 90
Базальты и диабазы 101
Группа диорита и андезита (дацита) 110
Диориты 111
Андезиты, дациты и порфириты 114
Группа гранитов-липаритов 119
Граниты и гранодиориты 120
Липариты и кварцевые порфиры 137
Группа сиенитов — трахитов 141
Сиениты . . . . . —
Трахиты и ортофиры 146
Группа нефелиновых сиенитов и фонолитов 148
Нефелиновые сиениты 149
Фонолиты и нефелиновые порфиры 156
Группа эссекситов, тералитов и шонкинитов 157
Группа миссуритов и ийолитов 160
Жильные породы 166
Несиликатные магмы 169
Распространение магматических пород 171
Петрографические провинции . . . . . —
Причины разнообразия магматических пород 178

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

ВВЕДЕНИЕ

Горные породы, входящие в состав земной коры, или литосферы, в зависимости от своего происхождения разделяются на три большие группы: а) изверженные (магматические), б) осадочные и в) метаморфические (кристаллические сланцы). Эти три группы горных пород 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 своими химическими и минералогическими особенностями, расположением в них породообразующих минералов, структурой, обусловленной формой этих минералов и их размерами, 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. разрешаются тремя основными методами:

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

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

3) методом экспериментальным, который разрешает ряд вопросов сущности горных пород и процессов их изменения и преобразования; он основан на получении в лаборатории мине-

ралов из смесей, близких к тем, существование которых возможно в земной коре, и в условиях, возможно более приближающихся к природным условиям образования 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 — с добавлением в случае возможности метода экспериментального. 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 — домикроскопический и послемикроскопический.

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.

В 1858 г. Сорби (Англия) впервые применяет к изучению тонких пластинок горных пород микроскоп. Опубликование этой работы произвело сильнейшее впечатление на геологов. В России Иностранцев и Блюмель (в 1867 г.), А. П. Карпинский (в 1868 г.) применяют при своих исследованиях микроскоп; в 1870 г. опубликовывается описание базальтов Циркелем (Германия); семидесятые годы XIX в. являются эпохой интенсивного применения поляризационного микроскопа в деле изучения горных пород. В связи с развитием методологии в эти годы публикуют ведущие работы в области микроскопии в Германии Розенбуш и Циркель, во Франции — Фуке, Мишель-Леви, Лакруа, в Англии — Тилль.

Постепенно усовершенствуется оптическая методика, ряд крупнейших петрографов собирает вокруг себя группы молодых специалистов, приезжающих к ним из разных стран: в Гейдельберг к Розенбушу, в Лейпциг — к Циркелю, в Париж — к Мишель-Леви и Фуке; увлечение микроскопией охватывает большое число специалистов в области изучения горных пород. Этот период исключительного увлечения микроскопией продолжается в течение

всего конца XIX в.; микроскопия сохраняет крупнейшее значение и в настоящее время. По мере усовершенствования петрографических методов исследования они конкурируют в известных пределах с методами химического исследования.

В течение времени с конца XIX в. и первой половины XX в. появляется большое число руководств по изучению методов микроскопического исследования, по изучению породообразующих минералов в горных породах. В 1893—1894 гг. опубликовывается классическое трехтомное издание Циркеля «Петрография» с описанием магматических, осадочных и метаморфических пород; далее появляется ряд изданий «Микроскопической физиографии породообразующих минералов и горных пород» Розенбуша. Аналогичные руководства опубликованы в США Иддингсом (том I — «Породообразующие минералы», томы II и III — «Магматические породы», 1911—1913 гг.); необходимо затем отметить двухтомное описание методов петрографического исследования Дюпарка и Пирса (1907 г.), трехтомную сводку по методам петрографических исследований и по породообразующим минералам Винчелла (последнее издание 1937 г.), сводную работу по описанию магматических пород Джогансена (книга вышла из печати в 1938 г.), далее четырехтомный курс петрографии Вейншенка (поляризационный микроскоп — породообразующие минералы — общая петрография — специальная петрография, около 1903 г.) 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 частности 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 количественном минералогическом составе (Вашингтон, Кросс, Иддингс и Пирсон). Разрабатываются и иные методы перечисления химических анализов и новые классификации, вытекающие из них, Озанна, Ниггли и др. Особенно крупное значение приобретает в настоящее время метод перечислений и классификации.

Одновременно усиливается стремление к разрешению вопросов, связанных с генезисом горных пород. Как результат этого появляются исследования по теоретической петрографии (1898 г.) Левинсон-Лессинга, 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.) и др.

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; этот уклон развивается в последние десятилетия особенно интенсивно; это течение проявилось в работах Дюроше и Бунзена, позже Фогта, Левинсон-Лессинга и его школы, Лаго-

рио, Иддингса, Дельтера, Морозевича; сюда же относятся работы Левинсон-Лессинга и Харкера, упомянутые выше. 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 введение в представление о генезисе метаморфических пород учение о глубинных зонах. Это учение возникло почти одновременно (1893—1894 гг.) в США (Ван Хайз), в Швейцарии (Грубенман), в Австрии (Бекке), в России (Лукашевич), в Финляндии (Седергольм). Углубленному изучению метаморфических пород способствовало постепенное развитие также и учения о физико-химических процессах во время их образования (Бреггер, Гольдшмидт, Коржинский 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 классического 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. Изданные сводки по петрографии осадочных пород Мильнера («Петрография осадочных пород» в русском переводе издана в 1934 г.), также «Петрография осадочных пород» М. С. Швецова (1934 г.), являются дальнейшим развитием той методики изучения петрографии осадочных пород, которая была изложена в труде Кайе. Петрографии осадочных пород А. Д. Архангельский в ряде своих работ придает особый характер, подчеркивая большое значение геохимии их в теснейшей связи с стратиграфией, вследствие чего этот раздел петрографии приобретает особенно большое значение. Ценная 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 также теми путями, как и за пределами ее, именно — сперва развивалось микроскопическое направление изучения, сохранившееся и до настоящего времени, причем ряд петрографов занимался также и разрешением одновременно и 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.), северо-запада и Кольского полуострова (Иностранцев, Тимофеев, Левинсон-Лессинг, Белянкин, Лебедев и др.), Украины (Тарасенко, Пятницкий, Гуров, Лучицкий, В. Н. Чирвинский, Безбородько и др.), Крыма (Лагорио, Прендель, Лучицкий, Щербаков, Аршинов и др.), Сред-

ней Азии (Лучицкий, Николаев и др.), Сибири (Обручев, Герасимов, Мейстер, Усов, Баклунд и др.).

После революции развитие петрографии шагнуло вперед поразительно быстрыми шагами. Кроме старых петрографов, появилось большое число молодых, изучающих петрографические районы ряда частей СССР и дающих совершенно новые материалы по петрографии. Преобразуется наше знание петрографии Кольского полуострова: по инициативе А. Е. Ферсмана ряд монографий и крупных работ публикуется по щелочным массивам Кольского полуострова, по преимуществу Куплетским, Влодавцем, Воробьевой, Полкановым и др. Трудами этих петрографов на Кольском полуострове открывается ряд новых типов пород и петрографических районов — пород щелочных, ультраосновных и иных, также редчайшие комбинации минералов в этих породах, так, например, в районе Африканды около Хибин — Куплетским, в районе Карелии — Судовиковым. Изучается весь Урал, начиная от Полярного до Южного Заварицким, Коптев-Дворниковым и Е. А. Кузнецовым, Татариновым (изучавшим ультраосновные породы и асбест в них), Падалкой, Алешковым, Г. А. Соколовым, Силиным и др. На Украине работают В. Чирвинский, Айнберг, Ткачук, Ожегова, Лучицкий, Гаврусевич, Половинкина, Сагайдак и др.

Базальты Восточной Сибири изучаются В. С. Соболевым, Рожковым и др., горные породы Алтая — Лебедевым П. И., Лебедевым А. П. и др., горные породы Камчатки — Влодавцем; в Восточной Сибири Коржинский изучает метаморфические породы, внося новые идеи в эту область исследования, работают Сулоев, Зверев, Бахвалов, Молдаванцев; в Казахстане Кузнецов изучает новые типы щелочных массивов, Наковник — вторичные кварциты. Лодочников опубликовал крупную монографию по серпентинитам. В Средней Азии Николаев открывает новые типы магматических пород, на Кавказе петрографические исследования производятся Петровым, Белянкиным, Кузнецовым Е. А. и другими петрографами.

Наряду с изучением микроскопии и геологии горных пород развивается разрешение вопросов их генезиса, и в частности ведутся экспериментальные исследования горных пород в области их генезиса (в Ленинграде — Никогосьян, Григорьев и др., в Москве — Сыромятников).

В последнее время крупное значение приобрели экспериментальные работы по изучению процессов образования главным образом магматических пород. Ведущими в этой области исследований являются американские петрографы: Боуэн, Дей, Морей, Феннер, Грейг, Шаллер и др., открывшие новые пути в деле разрешения вопросов генезиса магматических пород. Экспериментальные работы ставили в Европе Фогт, Гольдшмидт, Ниггли, Кенигсбергер и др., в СССР Левинсон-Лессинг и его школа (А. С. Гинзберг и др.).

Успехи петрографии теснейшим образом связаны с горным делом, и по мере развития его развивается и петрография; чем больше требований предъявляется к горному делу, тем больше развивается горная промышленность и тем больше совершенствуются методы петрографического исследования и вся петрография. По-

следняя вышла из горного дела, неразрывно связана с ним и в своем развитии не отделима от изучений месторождений полезных ископаемых как рудных, так и нерудных. Одновременно развитие отдельных частей петрографии, и в первую очередь осадочной, идет в тесной связи с развитием инженерной геологии; также и развитие стратиграфии в области 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 бо́льших или меньших глубинах в земной коре, частью вытекающих в виде лав на поверхность земли: это типичные высокотемпературные образования.

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

Третья группа образуется при сравнительно высоких температурах, в то же время и высоких давлениях глубин земного шара. Преобразование пород третьей группы идет обычно при более низких температурах, чем температура образования магматических пород, но 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 низкотемпературные осадочные и среднетемпературные высокого давления — метаморфические; последние под влиянием денудационных процессов выходят на поверхность и дают снова осадочные породы или же, опускаясь в более глубокие части земного шара, расплавляются и дают 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 результаты смены физико-химических и термодинамических условий, смен орогенеза процессами денудации и седиментации.

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 зем-

ной коры, не достигнув поверхности земли, и дали начало породам глубинным, или интрузивным, либо же, изливаясь на поверхность земли, образовали породы излившиеся, или эффузивные.

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, 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; состоят они 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 соответствующих 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: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, H_2O, кроме того, в небольших количествах могут присутствовать BaO, SrO, MnO, ZrO_2, Li_2O, CO_2, P_2O_5, Cl и ряд других. H_2O в свежих породах присутствует обыкновенно лишь в небольших количествах; в исключительных случаях, именно в некоторых вулканических стеклах, она присутствует в свежих породах в количестве до 10%; присутствие как воды, так и углекислоты (CO_2) обычно указывает на бо́льшую или меньшую степень разрушения магматической породы.

Кроме тех элементов, присутствие которых указывается в химических анализах постоянно, в состав горных пород и их магм входит также ряд второстепенных и третьестепенных частей, которые нередко являются особенно характерными для магм (горных пород), несмотря на ничтожное содержание их; в анализах сведения о них выражаются словом «следы»; к числу их относятся Sn, W, Be, B и ряд других.

Магматические породы обладают значительным разнообразием химического состава, как это видно из следующих данных:

Весовые количества в процентах

SiO_2	85—24% и менее	CaO	17—доли %
Al_2O_3	25—доли %	Na_2O	14 „ „
Fe_2O_3	13 „ „	K_2O	13 „ „
FeO	15 „ „	H_2O	7 „ „
MgO	30 „ „		

Наиболее важной составной частью значительного большинства магматических пород является SiO_2, которая входит в состав их, особенно часто в пределах от 85% в наиболее богатых ею, до 24% в наиболее бедных. На основании содержания SiO_2 можно различать следующие пять групп магматических пород (в %):

1. Ультраосновные породы . . . . . менее 40 (пироксенито-перидотитовая магма)
2. Основные породы . . . . . 52—40 (габбровая магма)
3. Средние породы . . . . . 65—52 (сиенитовая и диоритовая магмы)
4. Кислые породы . . . . . 75—65 (гранитная магма)
5. Ультракислые породы—SiO_2 . . . . . 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 не известны магматические породы, которые содержат много кремнекислоты и в то же время много окисей магния и кальция; не известны 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, не известны; 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 сложные расплавы, процесс затвердевания которых совершается согласно законам физической 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, далее такие газы, как CO, SO_3, SO_2, S, H_2, N_2, Cl_2 и т. д.

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, которые в ней могут образовываться при 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 диференциации магмы, концентрации элементов в определенных частях магмы, при образовании тех или иных видов 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 магм дают начало различного рода породообразующим минералам, из которых и состоят магматические горные породы; эта, так сказать, неподвижная часть магмы носит название литоса (камень). Кроме того, в состав магмы входит подвижная часть ее, состоящая из тех подвижных соединений и элементов, минерализаторов, которые находятся в магме в различных количествах, в зависимости от типа магмы; при кристаллизации минерализаторы удаляются из магмы, сохраняясь в ней в сравнительно небольшом количестве, и вызывают различного рода новообразования в частях земной коры, прилегающих к кристаллизующейся магме и в самой магме. Эта часть магмы называется «ихор» (сироп).

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 первых чисел 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.

Для облегчения сравнения результатов химических анализов их перечисляют, пользуясь различными методами. В СССР преимущественно пользуются методами Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Ниггли.

Перечисление химических анализов по Левинсон-Лессингу. Левинсон-Лессинг соединяет молекулярные количества R_2O и RO в общую сумму, обозначаемую $\bar{R}O$, окислы R_2O_3 в другую; при этом совершенно отбрасываются H_2O, CO_2, TiO_2. При наличии P_2O_5 она также отбрасывается, но с нею вместе отбрасывается

утроенное молекулярное количество CaO. Получается магматическая формула породы:

$$m\bar{R}O \cdot nR_2O_3 \cdot pSiO_2.$$

Для упрощения коэфициент при R_2O_3 принимается за единицу:

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

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

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

или

$$\frac{\frac{2p}{n} SiO_2}{\frac{m}{n} + 3}.$$

Перечисление химических анализов по Ниггли. Одним из наиболее удобных методов перечисления химических анализов горных пород с целью дать понятие об их взаимоотношениях является способ Ниггли. В основу его перечислений берутся молекулярные количества.

Для перечисления анализа горной породы по Ниггли цифры анализа (весовые проценты) перечисляются на молекулярные количества делением на соответствующий молекулярный вес окисла. Деление проводится до третьего десятичного знака и, так как важны соотношения между молекулярными количествами, запятые отбрасываются. Все окисное железо (Fe_2O_3) пересчитывается на закисное (FeO) умножением молекулярного количества Fe_2O_3 на $2(Fe_2O_3 \approx 2FeO)$. Затем молекулярные количества суммарного FeO, MgO, MnO, NiO складываются. Также суммируются CaO, SrO, BaO, составляя отдельную величину. Количества Na_2O, K_2O, Li_2O складываются в сумму щелочей. Полученные суммы вместе с $Al_2O_3 + Cr_2O_3$ 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 $Al_2O_3 + Cr_2O_3$;
fm — пересчитанное молекулярное количество $FeO + MgO + MnO + NiO$;
c — пересчитанное молекулярное количество $CaO + BaO + SrO$;
alk — пересчитанное молекулярное количество $K_2O + Na_2O + Li_2O$.

Количество SiO_2 пересчитывается на величину *si* по уравнению:

$$si = \frac{\text{Молекулярное количество } SiO_2 \times al}{\text{Молекулярное количество } Al_2O_3}.$$

Таким же образом приводятся к однородным единицам величины *ti* (для TiO_2), *h* (для H_2O), *p* для (P_2O_5) и т. д.

Для того, чтобы судить о степени насыщенности породы кремнеземом, Ниггли предлагает пользоваться величиною *qz* (кварцевое число). Оно выражает количество свободного *si*, полученного после насыщения имеющегося кремнезема другими окислами, т. е. $qz = si - si'$, 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) 6 : 1, образуя щелочные 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*, пошедшего 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 случае щелочных пород, т. е. когда величина $alk > al$, *q* вычисляется по соотношению:

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

Величина $2(alk - al)$ соответствует количеству *si*, соединяющемуся с избытком щелочей, образуя эгирин. В редких случаях $al > alk + c$, тогда его избыток присоединяет эквимолекулярное количество *si*, т. е. вместо $(c - al + alk)$ берется величина $(al - c - alk)$.

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

Важное значение имеют, согласно Ниггли, также такие отношения:

1) *k* — отношение молекулярных количеств K_2O к сумме молекулярных количеств всех щелочей:

$$k = \frac{\text{Молекулярное количество } K_2O}{\text{Молек. колич. } K_2O + \text{Молек. колич. } Na_2O + \text{Молек. колич. } Li_2O},$$

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

$$mg = \frac{\text{Молекулярное количество MgO}}{\text{Молек. колич. MgO} + \text{Молек. колич. FeO} + \text{Молек. колич. MnO}}.$$

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			Молекулярные количества	
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	$al = \frac{147 \cdot 100}{570} = 26$
					$ti = \frac{25 \cdot 26}{147} = 4{,}4$
Fe_2O_3	2,75	17,5	117		
FeO	5,92	82			
				199	$fm = \frac{199 \cdot 100}{570} = 35$
MnO	0,15	2			
MgO	3,22	80			$k = \frac{33}{95} = 0{,}35$
					$mg = \frac{80}{199} = 0{,}40$
CaO	7,22			129	$c = \frac{129 \cdot 100}{570} = 22{,}5$
					$c/fm = \frac{129}{199} = 0{,}65$
Na_2O	3,85	62			
K_2O	3,07	33		95	$alk = \frac{95 \cdot 100}{570} = 16{,}5$
				570	
H_2O^+	0,57				
H_2O^-	0,13				$qz = 164 - 168 = -4$
P_2O_5	0,73	5			$p = \frac{5 \cdot 26}{147} = 0{,}8$
Σ	100,37				

Тетраэдр Ниггли. Ниггли коэфициенты *al*, *fm*, *c* и *alk* наносит на тетраэдр, в углах которого помещаются эти коэфициенты, с значением каждого из них, равным 100 (рис. 1). Для перенесения проекции в пространственном тетраэдре на плоскость Ниггли предлагает следующий метод.

Ребра тетраэдра $c — fm$ делятся на 10 равных частей, которые соответствуют точкам $fm : c = 9 : 1$, $fm : c = 8 : 2$, $fm : c = 7 : 3$, $fm : c = 6 : 4$, $fm : c = 5 : 5$, $fm : c = 4 : 6$, $fm : c = 3 : 7$, $fm : c = 2 : 8$

и $fm : c = 1 : 9$. В результате этого тетраэдр будет разбит на 10 участков. Точки внутри каждого такого участка должны быть представлены таким образом, как если бы они лежали на центральной плоскости, представляющей собой равнобедренный треугольник. Все они содержат сторону $al — alk$ и проходят через точки I ($fm95 : c5$), II ($fm85 : c15$), III ($fm75 : c25$), IV ($fm65 : c35$), V ($fm55 : c45$), VI ($fm45 : c55$), VII ($fm35 : c65$), VIII ($fm25 : c75$), IX ($fm15 : c85$), X ($fm5 : c95$). Имеется по две тех же симметрично расположенных друг к другу точки, например, I и X, II и IX, III и VIII и т. д. Плоскости раскрываются по линии $al — alk$,

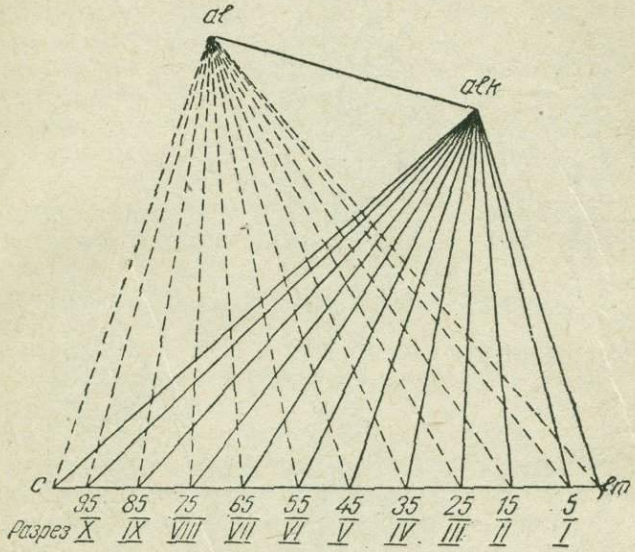


Рис. 1. Тетраэдр Ниггли.

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 (рис. 2).

Хотя отдельные треугольники равнобедренные, но отличие от равносторонних настолько мало, что практически можно считать

Таблица 1

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

их равносторонними, что облегчает их использование. Проекционные точки, лежащие в 10 участках, таким образом попадают в секущую фигуру, как будто бы к ней непосредственно принадлежали. Три значения, о которых идет теперь речь, являются

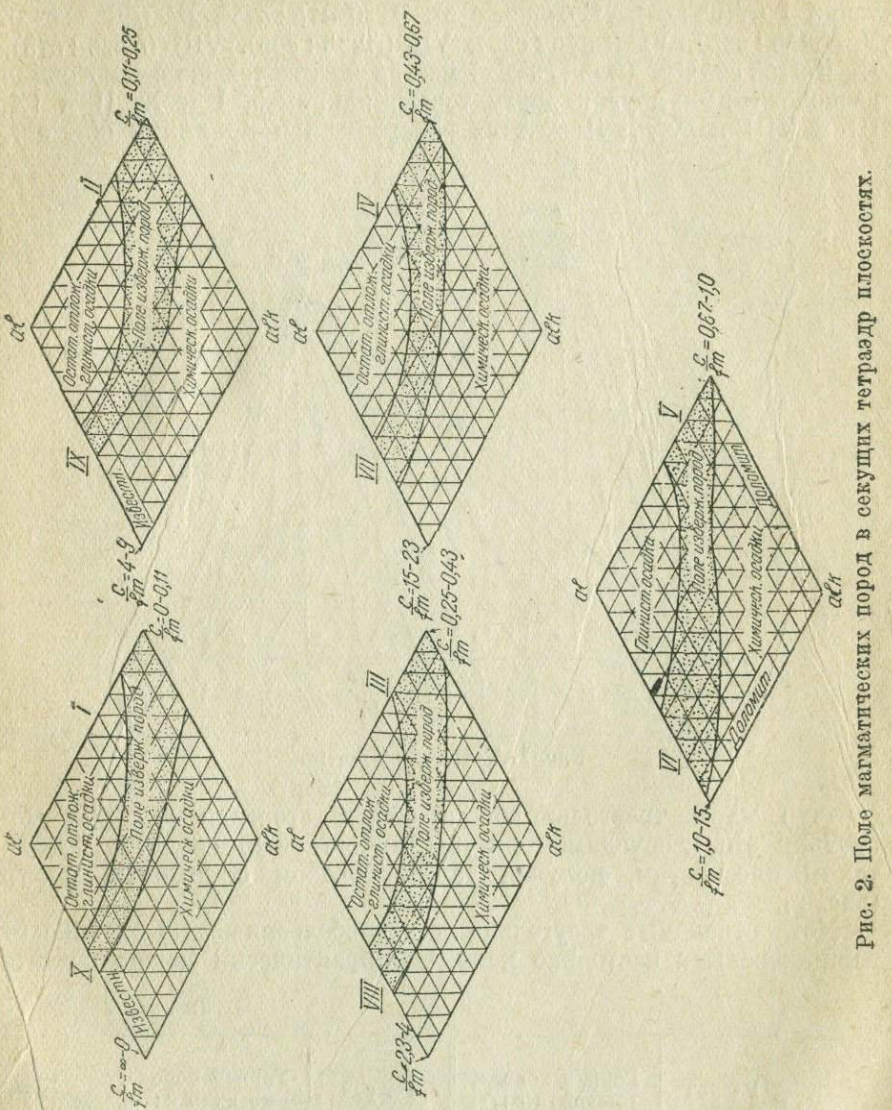


Рис. 2. Поле магматических пород в секущих тетраэдр плоскостях.

al, *alk* и $(c:fm)$. Одновременно отношение $c:fm$ определяет соответствующую секущую плоскость. Последнее отношение имеет важное значение для этого графического изображения. Поэтому его целесообразно ставить впереди констант. Какое отношение $c:fm$ соответствует каждой секущей плоскости, видно на пяти чертежах (рис. 2).

При использовании проекции Ниггли чрезвычайно важно то, что на ней нанесены также поля, занимаемые проекциями различных горных пород — магматических и осадочных, притом из числа последних различными генетическими типами их. Принимается во внимание, кроме того, некоторое отсутствие свежести породы. Числа *si*, *k* и *mg* не принимаются во внимание. Они варьируют внутри каждого поля в известных пределах. Если химизм породы, перечисленный на коэфициенты Ниггли, укладывается в поле магматических пород и одновременно выполнены остальные условия, то с чисто химической точки зрения нет основания сомневаться в первоначальном магматическом происхождении данной горной породы, как бы глубоко она ни была преобразована в минералогическом отношении.

Удобнее всего наносить коэфициенты Ниггли на диаграмму, которая построена таким образом, что на абсциссу наносится число *si*, на ординату от точки числа *si* наносятся числа *al*, *c*, *fm* и *alk*; по направлению вниз (на продолжении ординаты) иные коэфициенты, например *k*, *mg* и т. д. Так получается возможность легко графически сравнивать состав различных горных пород и составлять вариационные диаграммы (рис. 26, стр. 181).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В самой тесной связи с химическим составом той магмы, из которой образовались изверженные породы, находится их минералогический состав.

Окислы, присутствующие в магме, при кристаллизации ее образуют различные минералы, главным образом силикаты; эти минералы разделяются, в зависимости от того значения, которое они играют в составе горной породы, на первичные и вторичные, главные и второстепенные (акцессорные).

К главным составным частям данной горной породы относятся те минералы, присутствие которых обусловливает отнесение ее к тому или иному типу. Так, для гранитов главными минералами являются кварц, калиевый полевой шпат, темный минерал (биотит, роговая обманка или пироксен), для габбро — диаллаг и основной плагиоклаз и т. д.

К числу главных минералов принадлежат: кварц, минералы группы полевых шпатов (ортоклаз, микроклин, санидин, плагиоклазы) и их заместители (нефелин, лейцит и др.), минералы групп оливина, пироксенов, амфиболов и слюд (биотит, мусковит).

К второстепенным относятся те минералы, присутствие которых в породе не является обязательным; они, однако, могут присутствовать в них довольно часто; среди них различают те минералы (не характерные), которые почти всегда присутствуют в горных породах, хотя и в малых количествах, как, например, апатит, циркон, титанит, железорудные минералы и др.; отсутствие их не отражается на названии породы; другая группа второстепенных минералов (характерных) отличается тем, что они иногда присутствуют в той или иной маг-

матической породе в более или менее значительном количестве и характерны для нее, в ряде случаев определяя также и детали названия ее; к числу их относятся такие, как турмалин в турмалиновом граните, топаз в топазовом граните, гранат в гранатовом граните; к числу их относятся также гематит, ильменит, титанит, хромит, шпинель, монацит, ортит, перовскит, рутил, минералы группы эпидота, различные титано- и цирконосиликаты в щелочных породах.

Некоторые минералы замещают в тех или иных породах другие минералы, почему и называются иногда *викарирующими*; к числу их относят турмалин, когда он замещает слюды, далее такие минералы, как корунд, канкринит, минералы группы содалита, эвдиалит, мелилит.

Своеобразные формы выделения характерны для тех минералов, которые образуются во время процессов ассимиляции магмой других пород, содержащих в большем или меньшем количестве те или другие элементы или окислы их; так, в случае ассимиляции глинистых пород, богатых глиноземом, образуются шпинель, корунд, силлиманит, кордиерит, ставролит, гранат (альмандин) и др., при ассимиляции известняков — волластонит, гранат, эпидот, диопсид и т. д.

В зависимости от условий образования различают следующие генетические типы минералов, входящих в состав магматических пород:

1) *эндогенные*, генезис которых связан с магматическими процессами, и

2) *экзогенные*, образовавшиеся в результате экзогенных процессов; часто первые носят название *первичных*, вторые — *вторичных*.

Среди эндогенных минералов различают несколько типов их в зависимости от того, на какой стадии магматического процесса они образовались.

I. *Первичные магматические минералы*, образовавшиеся на первой стадии кристаллизации магмы (лавы) и сохранившиеся в неизмененном виде в породе; к числу их относятся в ряде случаев такие, как кварц кварцевых порфиритов, полевые шпаты, фельдшпатоиды, оливин, нередко более или менее замененный вплоть до полного замещения другими минералами, в первую очередь пироксенами, иногда также авгит, часто замещенный амфиболами.

Образовавшиеся минералы вызывают замещение первичных минералов новыми, метасоматически заменяющими их; к числу их принадлежит серпентин в ряде дунитов и перидотитов, хлорит и минералы группы эпидота и цоизита в ряде основных пород, в их числе в диабазах, скаполит в габбровых породах, анальцим в тешенитах и др.

Встречаются также минералы, чуждые данной магме, захваченные из соседних пород (*ксеногенные* — силлиманит, гранат и др.).

Вторичные минералы образуются после окончания кристаллизации изверженной породы за счет разрушения ранее вы-

делившихся; они по большей части отличаются большим или меньшим содержанием гидроксила. Причинами их образования в одних случаях могут служить процессы выветривания, в других случаях также процессы метаморфические, во всяком случае процессы, не связанные непосредственно с процессами генезиса самой породы. Значение вторичных минералов заключается в том, что, зная эти минералы в ряде случаев так же, как и эпимагматические или диагенетические, можно судить до известной степени о первичном составе горной породы, даже если первично магматические минералы полностью исчезли. В некоторых случаях они имеют значение классификационное, главным образом в тесной связи с первичным составом горной породы.

Общая петрогенетическая характеристика главнейших минералов следующая.

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, в то же время богаты кремнекислотой, силикаты же, богатые Ca, Mg и Fe, сравнительно бедны ею; поэтому чем богаче магма окислами, входящими в состав группы *fm* Нигглы, тем в породе может присутствовать меньшее количество кремнекислоты, и все же получится кварц, так как окислы группы *fm* соединяются с небольшим сравнительно количеством кремнекислоты. Кварц устойчив при атмосферном давлении при температурах от наиболее низкой вплоть до 870°. При том же давлении, но при более высоких температурах, являются устойчивыми другие модификации кремнекислоты, именно между 870 и 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 с инверсией α-кварца при температуре ниже 575° в β-кварц. В горных породах, выкристаллизовавшихся при более высокой температуре, чем 575°, мы находим только α-кварц; в ряде крупнозернистых гранитов, в пегматитах, кварцевых жилах присутствует β-кварц.

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

2. Щелочные полевые шпаты (ортоклаз и микроклин 64,7% SiO_2 и альбит 68,6% SiO_2) и их заместители (лейцит 55% SiO_2, нефелин около 44% SiO_2, содалит 37% SiO_2, нозеан 32% SiO_2, гаюин 32% SiO_2) в наибольшем количестве присутствуют в породах, особенно богатых щелочами; поэтому, чем более богата порода окислами группы *alk* Нигли, 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; 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 всегда отсутствует.

Нередко калиевые полевые шпаты выделяются в изоморфной смеси с альбитом (анальбитом). При понижении температуры ниже 1000° ортоклаз сохраняет свою структуру моноклинного кристалла, моноклинный же анальбит переходит в триклинный альбит и выделяется, образуя характерные криптопертитовые, микропертитовые, пертитовые структуры.

Часто встречаются тройные изоморфные смеси калиевого полевого шпата (Or) с натровыми (Ab) и калиевыми полевыми шпатами (An), в таком случае могут получиться натровые ортоклазы — а н о р т о к л а з ы, состав которых иногда может быть изображен формулой $Or_m\ Ab_n\ An_o$, $n > m$.

3. А н о р т и т (43,3% SiO_2) присутствует в магматических породах в тем большем количестве, чем больше содержится в ней CaO (*с* 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, в то же время обладают наиболее светлой окраской, их поэтому и называют л е й к о к р а т о в ы м и составными частями (λειχος — белый).

4. П и р о к с е н ы, а м ф и б о л ы, б и о т и т и о л и в и н в наибольшем количестве выделяются из тех магм, которые особенно богаты окислами группы *fm* Ниггли; чем более бедна магма кремнекислотой, тем в большем количестве взамен метасиликатов (пироксенов) присутствует более бедный кремнекислотой ортосиликат — оливин (36—42% SiO_2). Минералы этой группы обыкновенно обладают темной, почти черной окраской; присутствие их сообщает темную окраску породе (м е л а н о к р а т о в ы е с о с т а в н ы е ч а с т и, μελανος — черный); породы, содержащие в значительном количестве эти минералы, обыкновенно окрашены в черный цвет. В породах, особенно богатых натрием, видную роль играют содержащие натрий (щелочные) амфиболы и пироксены. В горных породах, образовавшихся из более кислых магм, притом богатых минерализаторами, преобладающую роль играет биотит, характеризующийся обычно, например в гранитах, содержанием довольно значительного количества OH (1,4—5,3 % H_2O); в породах, более бедных кремнекислотой, магмы которых были более бедны минерализаторами, выделяются по преимуществу роговые обманки, отличающиеся обычно незначительным содержанием OH (до 2,8% H_2O), например в сиенитах, диоритах. Наконец, если порода еще более бедна кремнекислотой или же магма

была особенно бедна минерализаторами, по преимуществу выделяются не содержащие ОН пироксены (например в габбро, норитах и других основных породах). Все эти минералы образуют часто довольно сложного состава изоморфные смеси; из амфиболов в магматических породах присутствуют только моноклинные, из пироксенов — как моноклинные, так и ромбические.

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

Изучая порядок выпадения минералов из магмы, Розенбуш установил следующий порядок кристаллизации:

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

2. После них выделяются темные минералы, именно магниевые силикаты, позже магнезиально-кальциевые и железокальциевые силикаты, т. е. порядок кристаллизации часто следующий: оливин — пироксены — амфиболы. При этом ортосиликаты (оливин) выделяются ранее метасиликатов (пироксенов и амфиболов) [1].

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

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

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

На основании ряда экспериментальных исследований и многочисленных опытов плавления различных силикатных смесей Боуэн пришел к совершенно новому истолкованию порядка кристаллизации минералов в изверженных породах, предложив так называемый реакционный принцип.

---

[1] Амфиболы нельзя строго отнести к метасиликатам, так как у них отношение Si : O = 4 : 11.

Последовательность кристаллизации, согласно Боуэну, может быть выражена следующей схемой:



Схема Боуэна построена на том, что процессы одновременной кристаллизации двух веществ могут итти различными путями, в зависимости от их состава, с образованием в одних случаях изоморфных смесей (твердых растворов), в других — эвтектических смесей.

Процесс кристаллизации двух или более изоморфных тел дает непрерывный изоморфный ряд; так, например, в случае альбита

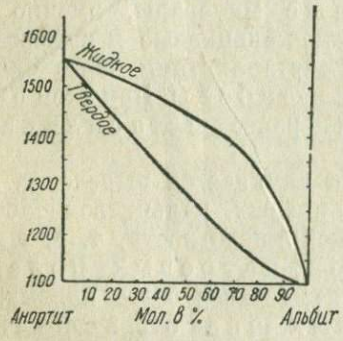


Рис. 3. Кристаллизация плагиоклазов.

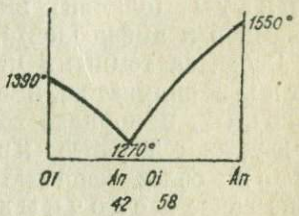


Рис. 4. Эвтектика диопсид — анортит.

и анортита получается непрерывный ряд плагиоклазов, схема кристаллизации которых изображена на рис. 3. Аналогичные, но обычно более сложные, ряды образуют пироксены, амфиболы и другие минералы.

Наоборот, те минералы, которые не дают изоморфных смесей друг с другом, могут давать эвтектические смеси, т. е. такие смеси, которые при определенном относительном количестве каждого из двух (или трех и более) компонентов имеют наиболее низкую температуру кристаллизации. Процесс кристаллизации для случая смеси диопсида и анортита, не дающих друг с другом изоморфных смесей, изображен на рис. 4. Наименьшая температура плавления таких смесей называется эвтектической.

Кроме того, имеется еще группа химических соединений, близких друг другу до известной степени в отношении своего химического состава, которые могут выделяться из силикатного (в частности) раствора одновременно при изменении состава и температуры раствора; раствор реагирует с ними и вызывает образование новых минеральных молекул, при понижении температуры все более и более усложняющихся. Происходит не растворение с исчезновением 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.

В реакционной схеме Боуэна, в левой ее части, выделены в известном порядке с указанием стрелкой порядка их преобразований минералы реакционной серии, в правой — изоморфный ряд плагиоклазов от наиболее основного, богатого кальцием, анортита до наиболее кислого, богатого натрием, альбита.

Согласно схеме Боуэна, из силикатной магмы первым выделяется оливин (ортосиликат), обладающий наибольшей температурой плавления; расплав обедняется молекулами, входящими в состав ортосиликата, и обогащается кремнекислотой. При дальнейшем охлаждении силикатного расплава наступает реакция между обогащенным кремнекислотой расплавом и выделившимися кристаллами оливина; эта реакция ведет к растворению ортосиликата и выделению за счет его более устойчивого при новых температурных условиях метасиликата (ромбического пироксена). Обогащенный в периоде последующей кристаллизации кремнекислотой и глиноземом жидкий силикат вступает в новую реакцию с выделившимися безглиноземистыми силикатами и, реагируя с ними, в то же время начинает выделять авгиты. В той же последовательности идет кристаллизация амфиболов и еще позже биотита; образование последнего связано с возрастающим содержанием в жидком силикатном расплаве, с одной стороны, калия, с другой — также гидроксила, фтора и др. Последними начинают кристаллизоваться калиевые полевые шпаты и, наконец, мусковит и кварц; правильнее считать, что мусковит кристаллизуется одновременно с калиевым полевым шпатом, иногда и ранее его в зависимости от физико-химических условий.

Параллельно идет кристаллизация тех минералов, которые с серией магнезиально-железистых силикатов не образуют изоморфных смесей; они могут образовать с ними только эвтектические смеси, т. е. могут давать такие смеси, которые плавятся при более низкой температуре, чем температура плавления каждого компонента в отдельности. Здесь также идет кристаллизация в порядке выделения сперва наиболее тугоплавких, устойчивых при более высоких температурах минералов — анортита (температура плавления 1550°) и богатых им плагиоклазов и кончается выделением альбита, наиболее легкоплавкого из плагиоклазов (температура плавления 1100°).

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

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

Не всегда порядок кристаллизации идет по тем упрощенным схемам, которые даны Розенбушем и вытекают 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 в момент их образования 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.

Группа I. Минералы гидатогенные, отличающиеся либо содержанием гидроксила или какого-либо летучего соединения, либо тем, что опыты доказывают их образование только в случае присутствия при кристаллизации воды или летучих соединений.

Группа II. Минералы пирогенные, для образования которых присутствие воды и летучих веществ необязательно; в состав их гидроксилы не входят.

Минералы гидатогенные	*Минералы пирогенные*
Кварц	Тридимит
Ортоклаз, микроклин, альбит	Анортит, основные плагиоклазы
Содалит	Нефелин, лейцит
Бо́льшая часть амфиболов	Пироксены
Все слюды	Оливин
Эгирин	Мелилит
Турмалин	Магнетит, 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 образовывались, входя в состав изверженных горных пород. К числу таких минералов, играющих роль геологических термометров, можно отнести следующие.

575° С — β-кварц переходит в α-кварц
750° С — Зеленая роговая обманка переходит в бурую
870° С — α-кварц переходит в тридимит
900° С — Разложение тремолита
900° С — Диссоциация $CaCO_3$ при 1 *ат*
950° С — Плавление эгирина
840—1050° С — Биотит при обыкновенном давлении разлагается (инконгруентное плавление).
1170° С — Ортоклаз разлагается на лейцит с выделением кремнекислоты (инконгруентное плавление)
1180° — Волластонит переходит в псевдоволластонит
1557° С — Энстатит распадается на оливин с выделением кремнекислоты.

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

Подводя итоги тому, что нам известно относительно температурных условий существования этих и других минералов — геологических термометров, Шенд составил таблицу температур образования различных магматических пород и тех пород, которые с ними тесно связаны (табл. 2).

Таблица 2

Условия	Продукты
Температура кристаллизации низкая — ниже 375° С	Кварцевые жилы и другие минеральные образования
Вода играет существенную роль	
Температура кристаллизации умеренная 375—600° С	Крупнозернистые породы, например породы с щелочными полевыми шпатами и кварцем или с нефелином
Вода играет существенную роль в составе магмы	
Температура кристаллизации умеренная до высокой — 600—1500°	Большая часть глубинных пород
Вода присутствует в значительном количестве	
Температура кристаллизации высокая — свыше 1000° С	Излившиеся породы (лавы)
Воды мало	

Обычно считали, что температура магм высокая, около 1000° С. В настоящее время установлено, что в условиях существования силикатных магм, в большей или меньшей степени богатых минерализаторами и находящихся при большом давлении, затрудняющем удаление этих последних, температура, при которой происходит кристаллизация магмы, значительно понижается.

Точно так же и температура лав считалась очень высокой — 1000—1200° С. Джагар, исследовавший в 1917 г. лавы Гавай-

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

Породы	Температура
Дунит	1500—1600°
Перидотит	1400°
Анортозит	1400—1450°
Габбро и норит	1250°
Диорит	1200°
Сиенит	1100°
Гранит	900—1000°[1]
Гранитный пегматит	700°
Жилы аплита	400—300°

[1] По Горансону, гранит кристаллизуется при температуре около 600°. *Ред.*

ских островов, показал, что непосредственно измеренная им температура лав ниже их поверхности достигает всего 750—850° С, высокая же температура лав на поверхности обусловлена реакциями, возникающими между минерализаторами и атмосферой при их передвижении к поверхности лавы.

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.

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

Полевые шпаты .	59	Кварц	12
Метасиликаты . .	17	Слюды	4

На остальные минералы, таким образом, приходится всего 8%.

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 одновременно 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:

$$\underset{\text{лейцит}}{KAlSi_2O_6} + \underset{\text{кремнекислота}}{SiO_2} = \underset{\text{ортоклаз}}{KAlSi_3O_8}$$

$$\underset{\text{нефелин}}{NaAlSiO_4} + \underset{\text{кремнекислота}}{2SiO_2} = \underset{\text{альбит}}{NaAlSi_3O_8}$$

$$\underset{\text{оливин}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{кремнекислота}}{SiO_2} = \underset{\text{пироксен}}{2MgSiO_3}$$

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

Оливин, *являющийся первым в ряду темноцветных минералов* в схеме Боуэна, реже чем пироксен встречается одновременно с роговой обманкой и еще реже одновременно с кварцев, 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 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 она зеленая, реже бурая, в основных она обычно бурая.

В связи с условиями генезиса и содержанием в роговых обманках и в 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, место биотита замещается роговой обманкой или пироксеном. Щелочные пироксены и амфиболы обычно присутствуют в щелочных породах, содержащих больше окиси натрия, чем необходимо для образования алюмосиликатов, или магма недосыщена Al_2O_3.

Исключительно в породах, богатых щелочами, присутствуют такие минералы, как меланит, мелилит, силикаты, богатые цирконием и титаном, 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), как мелилит, присутствуют исключительно в магматических породах.

В излившихся породах присутствует иногда стекло разных состава и показателя преломления (табл. 3).

Таблица 3

Таблица показателей преломления природных стекол

(Джердж, 1924 г.)

Стекловатые породы или породы, которым эти стекла соответствуют	Средний показатель преломления	Колебания
Обсидиан или риолитовые стекла	1,492	1,480—1,510
Пехштейн	1,500	1,492—1,506
Перлит	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 „	1,550	1,525—1,580
Тахилитовое, диабазовое и базальтовое стекло	1,575	1,500—1,620

ЗОНАРНАЯ СТРУКТУРА МИНЕРАЛОВ

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 в богатых TiO_2, в гранатах и др.), изменяются также углы угасания (в тех же роговых обманках и пироксенах, но в особенности отчетливо в плагиоклазах); одновременно может изменяться также сила двойного лучепреломления, 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 стр. 24. В некоторых случаях получаются зонарные структуры в виде часовых стекол (авгиты, содержащие сравнительно много TiO_2).

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Магма во время своего поднятия из глубоких частей земной коры в одних случаях достигает поверхности земли, в других застывает на большей или меньшей глубине; в первом случае получаются наземные магматические породы (эффузивные или излившиеся), во втором — подземные (интрателлурические, интрузивные или глубинные).

Формы залегания интрузивных тел

В зависимости от того, какую пустоту, образующуюся во многих случаях под давлением самой магмы, заполняют интрателлурические породы, получаются, согласно схеме Дэли, следующие типы внедрений, процесс образования которых изображен на рис. 5 и 6.

Инъецированные массы

I. Согласные интрузии (параллельно слоистости) или сланцеватости.

1. Интрузивные (пластообразные) залежи однородные и диференцированные: а) простые, б) повторные, в) сложные.

2. Межформационные интрузивные залежи (по плоскостям несогласия).

3. Лакколиты (однородные и диференцированные): а) простые, симметричные и асимметричные; б) многократные, в) сложные, г) межформационные (по плоскостям несогласия).

4. Лополиты, разновидности их те же, как и лакколитов (рис. 6).

5. Факолиты.

II. Несогласные интрузии (трансгрессивные интрузии, инъекции поперек напластования или сланцеватости).

1. Дайки:

а) простые (однородные или диференцированные),

б) повторные,

в) сложные.

2. Групповые дайки.

3. Изверженные жилы, одновременные жилы.

4. Апофизы или языки.

5. Кольцевые дайки, интрузивные конусовидные слои (рис. 7).

6. Жерловины (вулканические некки) (рис. 8).

7. Бисмалиты.

8. Этмолиты (рис. 9).

9. Сфенолиты.

10. Акмолиты.

11. Гарполиты (рис. 10).

12. Подошвенные интрузии.

13. Хонолиты.

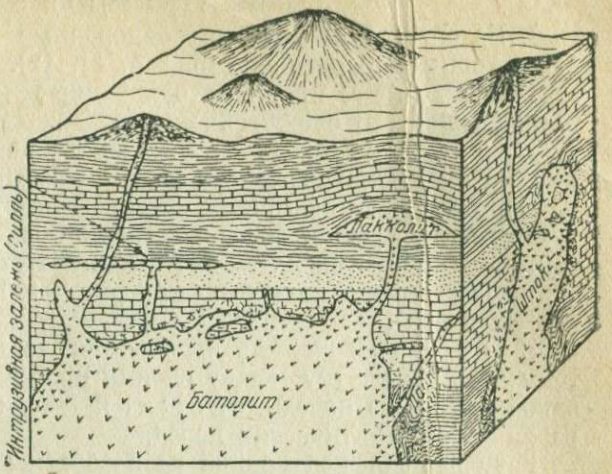


Рис. 5. Блок-диаграмма магматической области с изображением взаимоотношений различных форм залегания магматических пород.

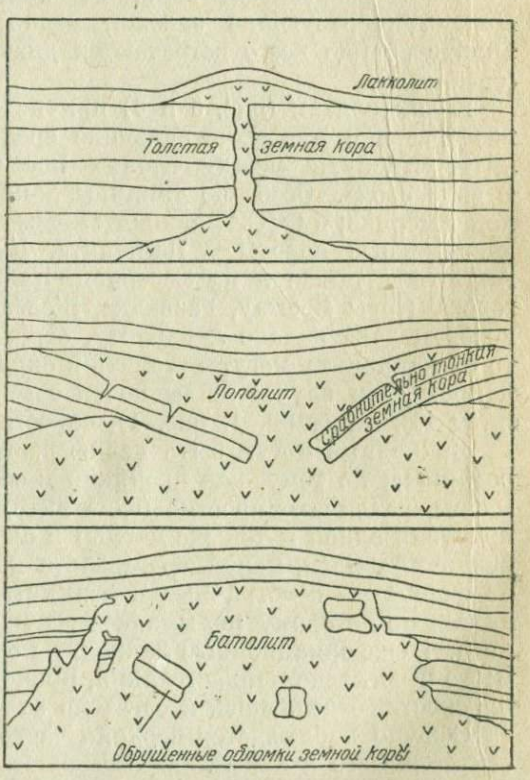


Рис. 6. Диаграмма предполагаемой природы лополита, как промежуточного между батолитом и лакколитом.

I. Батолиты: а) простые, однородные и дифференцированные, б) повторные, в) сложные (рис. 5, 11, 12).

II. Штоки: а) простые однородные и дифференцированные, б) повторные, в) сложные.

Интрузивными залежами называются пластообразные массы магматических пород, интрудированные параллельно напластованности осадочных пород. В некоторых случаях они могут быть дифференцированы во время процесса остывания и контактного эндоморфизма (биотитовый гранит — роговообманково-биотитовый гранит — сиенит — диорит — габбро или другие группы горных пород).

Повторной залежь называется тогда, когда по одному и тому же промежутку между слоями проникает несколько залежей одной и той же породы, сложной — если внедряется несколько различных магматических пород.

Размеры залежей крайне разнообразны — от микроскопически малой мощности до мощности в 300 *м* при ширине до 13 *км* и более. Обычно к залежам относят формы залегания, в которых отношение мощности к ширине не превышает 1 : 7 — 1 : 8.

Некоторые залежи занимают площади до 6000 *км*^{2} (США). Породы, образующие залежи, разнообразны, от перидотитов до аплитов, чаще всего встречаются диабазы и габброидные магмы (базальты).

К лакколитам (рис. 5 и 6) причисляются хлебообразные (караваеобразные) массы, залегающие среди осадочных пород; лакколиты втиснуты между слоями последних и приподнимают их в виде свода. Особенно типичны лакколиты горы Генри в Северной Америке; в СССР лакколиты известны в Крыму (гора Аю-Даг, изверженные породы у Партенита, Кучук-Ламбата, мыса Плака, Алушты), также и на Северном Кавказе в окрестностях Пятигорска (горы Бештау, Развалка, Железная и др.). Если та магма, которая дала начало лакколиту, была достаточно легкоподвижна, то от лакколита могут отходить в окружающие его породы жилы; в противном случае жилы почти совершенно отсутствуют [лакколиты Крыма (табл. 1, рис. 1), окрестностей Пятигорска].

Лакколиты могут быть недифференцированные или дифференцированные; по тому, как проникли в область, занятую лакколитом, магмы, различают простые (одна интрузия), повторные (повторная интрузия одной и той же магмы) и сложные (повторные интрузии различных магм, например базальта и гранофира). В зависимости от формы — симметричные и асимметричные; в последнем случае канал, по которому подымалась магма, находится на краю лакколита. Межформационные лакколиты образуются тогда, когда имеет место несогласие напластования, причем инъекция происходила по плоскости, отделяющей несогласно залегающие породы.

Обычно наблюдается верхняя часть лакколита и крайне редко основание его и канал.

Размеры их крайне разнообразны, мощность — от нескольких сантиметров до нескольких километров. Один из наиболее крупных — лакколит (в Миннезоте, США) габбро — около 12 *км*^{3}; пер-

вичная глубина его — около 2100 *м*. Согласно Ван Хайзу, мощность лакколитов может достигать 6,6 *м*, длина до 430 *км*, ширина до 140 *км* (Трансвааль).

Небольшие лакколиты (микролакколиты андезита) встречаются в карбоне юга Донбасса (до 3 *м* в поперечнике).

Горные породы, встречаемые в лакколитах, крайне разнообразны: от основных (пироксенитов) до кислых (гранитов), от крупнозернистых до порфировых, например фонолитов, дацитов, сиенитовых и диоритовых порфиров и др. Судя по характеру формы лакколитов, магма внедрялась в окружающие породы в очень вязком состоянии.

Лополиты отличаются от лакколитов тем, что они как бы заполняют огромные бассейнообразные понижения; они имеют форму чаш. К ним относится, между прочим, лополит массива в Седбери в Канаде с никелевыми рудами. Огромный лополит платиновых месторождений Бушвельда в Южной Африке образовался благодаря понижению основания во время внедрения магмы.

Факолиты имеют форму неправильных линз, в зависимости от механических условий интрузии, во время образования складок. Некоторые факолиты, например в Альпах, достигают крупных размеров. Так, например, в районе Алечского ледника они имеют длину до 35 *км* при ширине 3,5 *км* и толщине около 750—950 *м*, в районе Сен-Готтарда до 75 *км* длины, при 4—4,5 *км* ширины.

Дайки получаются при заполнении магматической породой трещин (табл. 1, рис. 2); размеры даек колеблются в значительных пределах — от нескольких миллиметров до сотен метров толщины, при длине от нескольких метров до 100 и более километров. В Шотландии вдоль Лох-Ломонда и Лох-Катрина дайка базальта тянется на протяжении 100 *км*; дайка порфира в Кливленд-Кокфильде и Арматвайте достигает длины 150 *км*; дайка, Брефвена, в Швеции, диференцированная на гранит-порфир внутри и оливиновый диабаз снаружи — имеет длину до 27 *км*, при мощности почти до 1,5 *км*. Диференцированные дайки диабазов имеются на Кольском полуострове, также на юго-востоке Украины.

Многочисленные дайки палеотрахитов, диабазовых порфиритов, баркевикитовых порфиритов и других пород, мощностью до 5 *м* и более, в изобилии тянутся на протяжении многих десятков километров на юго-востоке Украины, также на Кольском полуострове и в ряде других мест.

Дайки нередко дают ответвления, апофизы, которые в свою очередь могут разветвляться. Простые дайки состоят из однократного заполнения трещин одной магмой, которая во время застывания могла в некоторых случаях диференцироваться. Повторные дайки отличаются тем, что по одной и той же трещине могли проникать повторные внедрения одной и той же магмы. Сложные дайки образованы различными магмами, внедрявшимися в трещину неодновременно, т. е. получается то же, что имеет место в залежах и лакколитах. Сложные дайки образуются, когда в трещину проникает новая порода по оставшемуся открытому пути, образовавшемуся после застывания первой породы.

Дайки иногда могут присутствовать в одном и том же районе в огромном количестве, образуя систему даек, причем в общем все дайки состоят из одних и тех же пород и образовались одновременно (групповые дайки).

Жилами называют выполнение трещин с параллельными стенками либо минеральными агрегатами, выделившимися из растворов, либо при содействии летучих веществ, либо же представляют собой выполнение трещин в изверженной породе путем внедрения в застывшую породу той же магмы, из которой образовалась самая порода или порода, родственная ей.

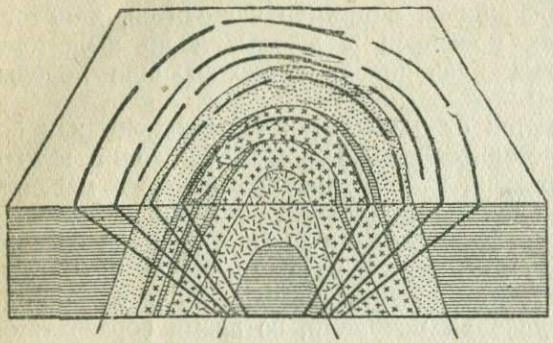


Рис. 7. Кольцевые дайки. Блок-диаграмма.

Апофизы и языки представляют собой сравнительно небольшие продолжения более крупных даек и интрузивных масс.

Кольцевые дайки (рис. 7) характеризуются тем, что выходы их имеют дугообразную форму; только в редких случаях они замыкаются в круг, например кольцевая дайка фельзита шириной до 400 *м* при диаметре до 12 *м* на острове Мул в Шотландии. Они же наблюдались в ряде других мест. Их генезис объясняется тем, что происходило опускание глыбы земной коры в район магматического резервуара, имевшего приблизительно цилиндрическую форму. При этом образовалась кольцевая трещина, по которой выжались жидкие массы из магматического бассейна.

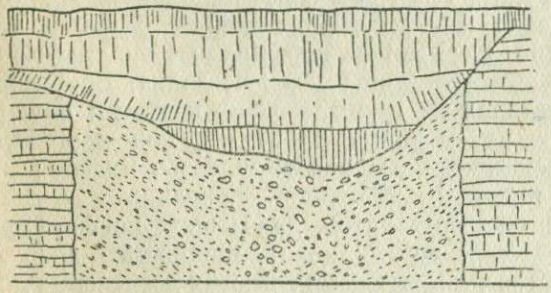


Рис. 8. Разрез вулканического туфового некка, покрытого платобазальтом. Фарерские острова.

При повторном образовании нескольких концентрических кольцевых даек получаются интрузивные конусовидные (конические) слои.

Жерловины (вулканические некки) образуются в нижней части вулкана либо из самих лав, либо из агломератов, т. е. смеси лавы и рыхлых продуктов извержения (туфов) (рис. 8). Характерно то, что протыкание некками земной коры не вызывает нарушений в напластовании; образуются некки в результате взрывов.

Бисмалиты представляют собой заполнения цилиндриче-

ских каналов, пересекающих свиту осадочных пород, а в некоторых случаях могут оканчиваться куполом или лакколитом. Бисмалиты представляют как бы переходную форму от лакколита к штоку. Возможно, что каждый шток внизу заканчивается бисмалитом.

Этмолит — неправильной формы интрузивная масса, постепенно суживающаяся книзу; осадочные породы, среди которых он залегает, наклонены в основании его книзу. Форма такого рода встречена только в Адамелло (Альпы) (рис. 9).

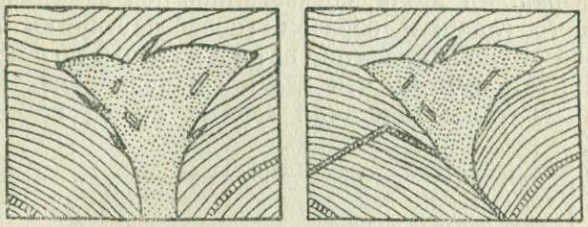


Рис. 9. Этмолиты.

Сфенолит представляет собой форму интрузии, залегающую среди осадочных слоев, частью согласно, частью несогласно, с приподнятыми над ним слоями и явным действием давления магмы на окружающие породы.

Харкер предполагает, что форма залегания интрузивных пород окрестностей Пятигорска на Северном Кавказе относится к сфенолитам; согласно Герасимову, это лакколиты, образовавшиеся под влиянием подымающейся магмы в виде куполообразных поднятий, сопровождавшихся разрывом сплошности.

Акмолиты, широко распространенные в Андах, имеющиеся на Алтае и в ряде других мест, характеризуются вытянутыми по простиранию складчатых слоев с заостренными, как бы в виде ножа, вершинами интрузивными телами; по существу они являются продолжением к поверхности батолитов.

Гарполиты имеют в разрезе серповидную форму и вытянуты в направлении орогенического движения, внедрившись



Рис. 10. Разрез через гарполит. Бавария.

между складчатой передвижной крышкой осадочных пород и более устойчивым дном из гнейсов, как это наблюдается в гранитных гарполитах Германии (рис. 10), в других случаях путем инъекции габбро-анортозитовой магмы (Адирондак в Северной Америке) вдоль слегка наклонной зоны скалывания во время пластических разрывов земной коры.

Подошвенные интрузии — пластообразные тела, инъекцированные вдоль границы между подошвой покровов и основанием их.

Хонолиты — крайне неправильной формы тела, внедренные в более или менее сильно дислоцированные породы, вливающиеся в образующиеся при горообразующих процессах пустоты, частью под влиянием гидростатического магматического давления. Форма хонолита обусловлена главным образом формой той пустоты, в которую он внедряется.

Все эти типы форм залегания изверженных пород, не выходящих на поверхность земли, образовались под влиянием давления, обусловленного главным образом горообразующими процессами.

Ко второй группе относятся штоки и батолиты, образовавшиеся иными путями, чем все предыдущие, механически интрудированные типы залегания горных пород; штоки, согласно



Рис. 11. Схематический разрез через батолит, иллюстрирующий генетическую связь риолита с батолитом путем опускания на глубину части кровли батолита. Иеллоустонский парк.

Дэли, представляют собой по существу сравнительно небольшие батолиты, т. е. также формы вплавления. Некоторые исследователи, как, например, Иддингс и Клоос, возражают против теории батолитов Дэли, относя их к лакколитообразным формам залегания, внедряющимся не по горизонтальным плоскостям, а по косо расположенным.

Батолиты представляют собой часто громадных размеров интрузивные массы, занимающие пространство свыше 100 $км^2$ (рис. 11). При внедрении в окружающие осадочные породы батолиты не нарушают их напластования, и, следовательно, самое поднятие батолитов происходит спокойно; края батолитов в общем не сильно извилисты и дают не особенно большие, сравнительно с величиной самих батолитов, апофизы; наблюдались верхние части батолитов, также края их, образующие с горизонтом углы в 45—60° и более; основание не наблюдалось ни разу даже в тех случаях, когда батолит был чрезвычайно сильно денудирован. Все говорит в пользу того, что, в противоположность лакколитам, батолиты расширяются по направлению вниз и соединяются с еще жидкими частями земного шара; по всей вероятности, батолиты получаются вследствие проплавления магмой тех пород, с кото-

рыми соприкасаются (граниты Фламманвиля во Франции); они как бы замещают собой часть слоев, в которые внедряются.

Взаимоотношения между батолитами и другими формами залегания глубинных горных пород показаны на рис. 5 (стр. 31) в виде блок-диаграммы, на которой изображены также и различные типы контактов. Взаимоотношения между лакколитом, лополитом и батолитом показаны на рис. 6; как видно, основные отличия между ними — отношение магмы к кровле во время интрузии магмы в те или иные горные породы.

Вопрос о том, что представляют из себя батолиты, далек от окончательного разрешения. Многие геологи-петрографы, изучая гранитные массивы, в особенности в складчатых областях, приходят к выводу, противоположному изложенному выше; они полагают, что батолиты, обычно состоящие из гранитоидов, имеют твердое основание, а эти гранитоиды они рассматривают как продукты переплавления других пород в процессе орогенеза.



Рис. 12. Схема распределения батолитов в связи со складчатыми процессами в Северной Америке (черное):

С — Кордильеры; *А* — Аппалачи; *Ан* — Антильская горная система.

Батолиты (также и штоки) могут быть не диференцированы; в других случаях диференциация магмы может быть и сильно выражена. Можно различать п р о с т ы е батолиты и штоки, образовавшиеся из материала, получившегося во время одного периода извержения, и с л о ж н ы е, получившиеся во время двух или более периодов извержения. Распространение штоков и батолитов самым тесным образом связано с горообразующими процессами; они часто располагаются параллельно тектоническим линиям (Урал, Южная Америка, западная часть Северной Америки и т. д.) (рис. 12), параллельно простиранию складок. Самые образования батолитов следовали вслед за окончанием складчатых горообразующих процессов. Состоят батолиты главным образом из гранитов, гранодиоритов, реже из диоритов и сиенитов.

Характерными чертами батолитов, согласно Дэли, являются: расположение их в орогенических поясах, удлинение их параллельно тектонической оси горных цепей, их внедрение тотчас

после окончания предшествующего горообразовательного процесса, несогласное отношение краев батолита к соприкасающимся с ним породам, неправильной формы куполообразная крыша, крутые края, сравнительно ровный характер краев, постепенное расширение по направлению книзу, отсутствие видимого основания, признаки того, что внедряющаяся масса постепенно занимала образующиеся путем интрузии пространства в земной коре, состав — главным образом из гранитов.

По всем признакам главной причиной продвигания вверх батолитов является процесс обрушения кровли и растворения тех обломков, которые попадали в батолит. В ряде мест, где имеются батолиты, можно видеть типичные процессы внедрения жил крайне разнообразных размеров в окружающие породы по трещинам, образование так называемых эруптивных брекчий, частью артеритов, состоящих из остроугольных, резко очерченных обломков пород, прорываемых батолитом; далее от края батолита они постепенно растворяются, образуя в батолите темные пятна — ксенолиты; этот тип породы носит название небулита, так как сходен с темными облаками на светлом фоне гранита; наконец, происходит полное растворение их. Пространство, занимаемое батолитом во время его продвижения, обусловлено теми токами, которые происходят в батолите и вызывают перемешивание как магмы, так и растворяемых ею горных пород; при этом горообразующее гидростатическое давление продолжает действовать на магму, обусловливая ее дальнейшее поднятие и занятие места среди окружающих батолит пород все ближе и ближе к поверхности земли. При размерах батолитов, которые занимают площади во много тысяч и десятков тысяч квадратных километров (батолит порфирового гранита в Финляндии занимает площадь 27 000 $км^2$) и продолжаются на огромные глубины, нет основания предполагать наличия основания; под влиянием высокой температуры самого батолита и массы тепловой энергии, им приносимой, это основание должно было быть проплавленным в самом начале образования батолита путем поднятия магмы, в связи с значительным измятием и дроблением кроющих пород во время горообразовательных процессов.

Клоос (1928 г.) называет плутонами все самостоятельные магматические глубинные тела, разделяя их на собственно плутоны (хонолиты), периклинальные плутоны (батолиты), антиклинальные (штоки, некоторые лакколиты), синклинальные (воронкообразные тела, этмолиты), вертикальные (гарполиты, акмолиты, жилы) и горизонтальные (пластовые жилы, лакколиты, факолиты).

Формы залегания излившихся пород

Совершенно иной характер носят формы залегания излившихся горных пород. Дэли различает три основных типа извержений, обусловливающих три типа форм залегания этих пород: 1) трещинные излияния, 2) излияния проплавления и 3) центральные излияния.

Трещинные излияния происходят в большинстве случаев сравнительно спокойно; из трещин, нередко достигающих значительной длины, изливаются часто колоссальные количества жидких лав, по преимуществу базальтовых, покрывающих огромные пространства, образующие крупных размеров покровы при излиянии такой же магмы на более или менее ровную поверхность. Если в одном и том же месте происходит многократное образование потоков или покровов, получается система потоков или покровов. Покровы иногда достигают огромных размеров; в Декане известны покровы базальта, занимающие огромные площади (рис. 13). В Исландии они занимают площадь свыше 100 000 *км*². Общая площадь, занимаемая базальтами северной части Атлантического океана, составляет свыше 500 000 *км*².

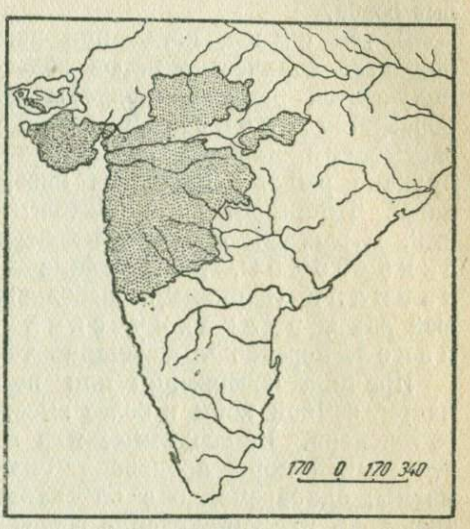


Рис. 13. Схема распространения траппов Декана, Индостан.

Огромна мощность базальтовых покровов в штате Вашингтон, США, где она достигает 1830 *м*, в Исландии — до 3000 *м*, в Декане свыше 1800 *м*. Огромные покровы образуют также и другие излившиеся породы, как, например, андезиты, иногда и трахиты; но все же 90—95% трещинных излияний по объему принадлежит базальтовым лавам.

В том случае, когда магма в момент своего излияния очень густа и малоподвижна, она не растекается, но образует так называемый купол, имеющий вид колокола, холма или конуса; типичными представителями таких куполов являются купола фонолитов в Рене, в Лужицких горах и др., базальтовые купола в Эйфеле и т. д. Во время извержения Мон-Пеле на острове Мартинике ((1902 г.) образовалась игла высотою 310 *м*. Такое же явление имело место и на острове Богослова в 1906—1907 гг.

Экструзии при вскрытии кровли представляют собой своеобразные формы излияния, связанные с проплавлением кровли батолитами, верхняя часть которых часто располагается, как показали исследования, в особенности последних лет, на небольшом расстоянии от поверхности земли. В случае проплавления земной коры полностью верхние части батолитовой (лакколитовой) магмы могут излиться на поверхность земли, образуя покровы часто кислых магм. В таком случае можно видеть переходы гранодиоритов и гранитов в риолитовые порфиры (кератофиры) и далее в риолиты (докембрийский батолит штата Висконсин в США). Такие случаи проплавления описаны в ряде мест.

Центральные извержения довольно разнообразны, тем более что при излиянии магмы на поверхность земли часто выделяются в значительном количестве также и рыхлые продукты извержения. Усложнение происходит также за счет того, что извержения могут происходить на дне моря.

Если из одного и того же места потоки выливаются один за другим и растекаются с течением времени по различным направлениям от места своего излияния, и притом извержение происходит спокойно, без взрывов и почти без образования рыхлых продуктов извержения, могут получиться щитообразные вулканы, щиты, характерные для вулканов Гавайских островов, на них иногда лавовые озера.

В том случае, когда при извержении, благодаря выделению большого количества паров воды и газов, происходят взрывы и получаются рыхлые продукты извержения, с течением времени образуется слоистый вулкан, внутри которого лава при застывании может образовать так называемое гнездо; в таком вулкане рыхлые продукты извержения чередуются с потоками лавы. Типичным представителем такого вулкана является Везувий. К рыхлым продуктам извержения относятся вулканические бомбы, достигающие иногда значительных размеров, лапилли (рапилли) — небольшие обломки и кусочки застывшей лавы, вулканический песок и вулканический пепел, нередко чрезвычайно тонкий.

Причина извержений или поднятий магм из более глубоких частей земной коры в более высокие горизонты ее еще не вполне разъяснена. Наблюдаемые и в настоящее время опускания частей земной коры производят сильное давление на нижележащие магмы; одновременно с опусканиями в земной коре образуются трещины, представляющие собою те места, по которым магма, находящаяся под сильным давлением вышележащих масс, имеет возможность подыматься вверх. Помимо опусканий, большое значение при поднятии магм играют также выделяющиеся при охлаждении магмы пары воды, которые при более высокой температуре были растворены в магме; выделение паров вызывает увеличение давления внутри магмы и также способствует ее поднятию. Кроме того, весьма вероятно, что перед затвердеванием магма несколько увеличивает свой объем, что также способствует увеличению давления и извержению магмы. Поднятие магмы происходит, во всяком случае, с громадной силой, и она, проникая в трещины, может раздвигать их все больше и больше.

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В зависимости от тех условий, при которых застывает магма, меняются форма и размеры выделяющихся минералов, изменяются также расположение и распределение их в пространстве. Порода в результате этого приобретает то или иное строение, различное в ряде случаев в породах глубинных, интрузивных и излившихся. Другими словами, строение пород зависит от условий залегания горных пород в земной коре или на поверхности, от способа ин-

трузии или эффузии (излияния) их и в то же время зависит от химического состава магмы.

Во многих случаях делают различия между двумя понятиями, связанными со строением горных пород, именно структурой и текстурой. Мильх таким образом охарактеризовал различие между этими понятиями:

Структура обусловлена следующими характерными признаками:

1) степенью индивидуализации составных частей породы (например стекло и кристалл, относительные количества их);

2) величиной составных частей как абсолютной, так и относительной (структура зернистая, порфировая);

3) внешним видом составных частей — именно кристаллическими очертаниями, степенью идиоморфизма; это связано с влиянием более рано 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) способом заполнения пространства в связи с теми явлениями, которые происходят в магме до окончания кристаллизации ее (например выделение газов), или же с процессами образования трещин во время охлаждения (образование форм отдельностей).

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 составных частей и величиной их; текстура обусловлена их пространственным расположением и более или менее полным выполнением пространства, следовательно, способом построения горной породы. Оба понятия нелегко отделяются одно от другого, так как некоторые структуры частично обусловлены текстурой, некоторые из последних связаны только с определенными типами структур.

Зависимость между ними следующая.

Структуры:

1. Индивидуализация: голокристаллическая, витрофировая и т. д.

2. Величина: макрокристаллическая, микрокристаллическая.

3. Форма: идиоморфная, автоморфная, зернистая, порфиритовая.

Текстуры:

Выполнение пространства: массивная (табл. II, рис. 1) сферолитовая, флюидальная (табл. II, рис. 5), пористая, компактная, миаролитовая, пузырчатая и т. д.

Образование как структур, так и текстур тесно связано с теми процессами, которые происходят в магме во время ее остывания, с присутствием или удалением газов, вплавлением окружающих пород, уменьшением или усилением давления и т. д.; они отражают в себе все процессы, происходившие в породе во время ее кристаллизации.

Оба термина — как структура, так и текстура — являются по существу имеющими мало разницы; по-русски в сущности легко заменить их словом строение; в действительности разными петрографами они употребляются иногда в обратном смысле; существование обоих терминов раздельно не является особенно необходимым.

В зависимости от того, насколько на-глаз различимо строение горных пород, можно выделить следующие группы типов строения (структуры) их.

1. По размеру зерен: а) явнокристаллические (фанерокристаллические) и б) плотные (афанитовые).

2. По распределению минералов в пространстве: а) массивнокристаллические, б) слоисто-кристаллические, в) слоистые, г) шаровые, д) сферолитовые, е) обломочные (пепельные).

3. По относительным размерам минералов: а) равномернозернистые, б) порфировидные, в) порфировые.

4. По распределению участков с неодинаковым строением или составом: а) такситовое — участки неправильной формы распределены незакономерно; когда они имеют форму брекчиевидную, получается атакситовое сложение; б) эвтакститовое — участки чередуются послойно.

Особенно характерны типы структур, связанные со степенью кристалличности горной породы. Различают следующие типы такой структуры: полнокристаллическая (эвкристаллическая, голокристаллическая)—получается при медленной кристаллизации, которой в особенности способствует присутствие в магме летучих веществ; такого рода полнокристаллическая структура особенно характерна для глубинных пород; среди излившихся она наблюдается в основных, образованных пирогенными минералами; некоторые такого рода структуры особенно крупнозернисты, со взаимным прорастанием двух или более минералов, каждый кристалл которых обладает крупными размерами (пегматитовая структура).

Когда кристаллизация происходит при менее благоприятных условиях, часть магмы может застыть в виде стекла; в таком случае структура называется полукристаллической (гипокристаллической, гипогиалиновой).

Микрокриптокристаллическая структура (псевдовитрофировая) получается тогда, когда очень тонкая структура

породы различима только под микроскопом по мелкоагрегатной поляризации. Наконец, при наименее благоприятных условиях кристаллизации (быстрое затвердевание высоко нагретой массы, отсутствие паров и газов) получается стекловатая (гиалиновая) структура. Последние две структуры, для которых иногда предлагаются термины дискристаллическая, гологиалиновая, получаются обычно при значительно более высоких температурах, чем полнокристаллическая.

Применяя количественный метод определения относительного содержания кристаллов и стекла в породе, американские петрографы предложили следующую терминологию по числу отношения $\frac{\text{кристаллы}}{\text{стекло}}$: $< \frac{7}{1}$ — перкристаллическая структура, $\frac{7}{11} — \frac{5}{3}$ — докристаллическая, $\frac{5}{3} — \frac{3}{5}$ — гиалокристаллическая, $\frac{3}{5} — \frac{11}{7}$ — догиалиновая, $< \frac{1}{7}$ — пергиалиновая.

Так как стекло — малоустойчивый твердый раствор, оно постепенно раскристаллизовывается, и получается вторичнокристаллическая 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 кристаллов, признаками их граней и т. д.; среди них, в зависимости от их формы, различают глобулиты (шарообразные), маргариты (цепочки из глобулитов), лонгулиты (вытянутые в длину), белониты и спикулиты (иглообразные), трихиты (в виде загибающихся волосков), скопулиты (перьевидные), кумулиты (неправильной формы скопления глобулитов), глобосферитты (скопления глобулитов шарообразной формы) и т. д. Размеры глобулитов достигают иногда размеров всего до 0,005 *мм* в поперечнике.

Мелкие кристаллики, обычно удлиненной формы, различимые только под микроскопом, были названы микролитами; 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 форм кристаллитов могут получаться скелеты кристаллов, когда кристаллы отличаются не вполне выполненными внутренними частями их. Такие скелетные кристаллы наблюдаются иногда у кварца, полевых шпатов, биотита, магнетита и др.

В связи с характером выделения кристаллитов и их взаимным отношением образуются: сферолитовые (табл. XV, рис. 6) структуры с радиально-лучистым расположением микрокристаллов, образующих мелкие шарообразные участки; перлитовые, — когда шарики образовались благодаря присутствию соответствующей формы скорлуповатых трещинок. Сферолиты об-

разованы то только одним минералом (например полевым шпатом), обычно с примесью стекла, то смесью радиально располагающихся волокон, принадлежащих кварцу и полевому шпату (микрофельзит) (табл. XVI, рис. 5), с переходами к микропегматитовым прорастаниям кварца и полевого шпата (табл. XVII, рис. 4).

Радиолитовая структура характеризуется, согласно Левинсон-Лессингу, тем, что при особенно быстром остывании магмы образуются преобладающие игольчатые кристаллы полевого шпата, расходящиеся радиально-лучисто; они захватывают в отдельных своих секторах также часть породы, и таким образом получаются неполные сферолиты.

В тесной связи с условиями затвердевания магмы стоит разделение изверженных пород на породы с зернистой и с порфировой структурами.

Зернистая структура (табл. VI, рис. 4), 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 получаются крупнозернистые, среднезернистые и, при менее благоприятных условиях, мелко, тонкозернистые структуры. 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 среднезернистым, мелкозернистым или тонкозернистым, не может считаться до настоящего времени согласованным, что видно из табл. 4.

Таблица 4

	Науманн	Кросс, Иддингс Вашингтон, Пирсон	Джогансен
Очень крупнозернистая . .	Более 25 *мм*	—	От грецкого ореха до кокосового ореха
Крупнозернистая	25—6 „	Более 5 *мм*	10—30 *мм*
Среднезернистая	6—2 „	5—1 „	10— 1 „
Мелкозернистая	Менее 2 „	Менее 1 „	Менее 1 „

Тонкозернистая структура переходит в плотную, под микроскопом микрокристаллическую (афанитовую). При особенно тонких размерах отдельных зернышек получается микроафанитовая, или скрытокристаллическая, структура, в частности фельзитовая, переходящая в микро-

фельзитовую; последняя наблюдается в некоторых излившихся кислых породах (фельзитах) и фельзитовых порфирах, основная масса которых состоит из тонкокристаллического агрегата (размер зерен значительно меньше толщины шлифа, т. е. 0,02 *мм*) кварца, тридимита и полевого шпата.

Порядок кристаллизации в зернистых породах определяется: а) по степени идиоморфизма минералов и б) по образованию одними минералами включений в других.

В зависимости от характера ограничения, различают минералы идиоморфные (автоморфные), т. е. обладающие формой, обусловленной внутренними свойствами самого минерала, часто с ровными плоскостями, и минералы аллотриоморфные (ксеноморфные), т. е. такие, 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 следует обращать большое внимание на то, что очертания зерен минералов часто крайне неправильны; поэтому могут быть случаи, когда шлиф срезает ту часть зерна одного минерала, в углубление которого входит выпуклая часть соседнего минерала, образуя как бы включение в нем. Следует также иметь в виду, что не всегда степень идиоморфизма говорит в пользу порядка их выделения. Так, оливин, выделившийся одним из первых в виде хорошо образованных кристаллов, затем частично растворяется, вслед за ним кристаллизуется пироксен; зерна оливина более или менее округлые, пироксена — резко идиоморфные, несмотря на его более позднюю стадию кристаллизации. В общем можно сказать, что минералы идиоморфные образовались ранее минералов аллотриоморфных по отношению к ним; минералы, образующие включения, кристаллизовались ранее тех, которые их содержат.

Полная кристаллизация магмы, протекающая при особенно благоприятных условиях, обусловливает зернистую полнокристаллическую структуру. Если, что наблюдается в кислых породах, порядок выделения минералов подчиняется правилу Розенбуша и в то же время в общем совпадает со схемой Боуэна, структура породы будет гранитной или гипидиоморфнозернистой (табл. II, рис. 1), если минералы обладают различной степенью идиоморфизма; эта структура, обусловленная указанным порядком кристаллизации, характерна вообще для многих более кислых глубинных пород, как граниты, сиениты, диориты; если структура тонкозерниста, она носит название микрогранитовой. К гранитной структуре примыкает монцонитовая структура (табл. XX, рис. 3), при которой плагиоклаз обладает резко выраженным идиоморфизмом по отношению к калиевому полевому шпату, в котором он часто образует включенные в него кристаллы.

Аплитовой или панидиоморфнозернистой структурой называется такая структура, когда главные минералы обладают в общем одинаковой степенью идиоморфизма (табл. XXIII, рис. 1).

Импликационной структурой называется вообще одновременное прорастание двух минералов; в случае закономерного прорастания их (например кварца и полевого шпата) получается пегматитовая структура, в случае незакономерного — пойкилитовая.

Характерным для пегматитовой структуры является то, что под микроскопом при скрещенных николях наблюдается одновременное угасание целых групп зерен кварца, часто как бы угловатых, прорастающих калиевый полевой шпат, что указывает на то, что отдельные зерна принадлежат одному кристаллическому индивидууму. В том случае, когда эта структура закономерного прорастания кварцем полевого шпата микроскопически мала, она носит название микропегматитовой или гранофировой (табл. XVII, рис. 4).

Особенно тонкие и червевидные прорастания кварцем плагиоклаза названы были Седергольмом мирмекитом; мирмекиты образуются на последних стадиях кристаллизации горной породы; известны микропегматитовые прорастания нефелина и полевого шпата (табл. XX, рис. 5), кварца и турмалина, кварца и биотита, полевого шпата и магнетита.

Если вростки кристаллов так многочисленны, что получается впечатление сита в более крупном кристалле, структура носит название ситовидной.

Что касается более основных пород, то в них наблюдаются отступления от обычного порядка кристаллизации; нередко известково-натровые полевые шпаты кристаллизуются в них ранее пироксенов; получается офитовая (диабазовая, долеритовая) структура (табл. II, рис. 3), при которой идиоморфный, т. е. обладающий собственными очертаниями, табличатый плагиоклаз располагается среди крупных аллотриоморфных, т. е. с чуждыми им очертаниями, выделений пироксена, реже амфибола. В некоторых диабазах наблюдается также призматически-зернистая структура — все составные части имеют идиоморфные призматические очертания; синонимом ее является призмоидная структура американских петрографов.

Гломерофитовая структура характеризуется тем, что идиоморфные кристаллы плагиоклаза удлиненной формы разделены скученными агрегатами мелких зерен авгита.

Офитококкитовая структура, наблюдавшаяся в траппах Сибири, характеризуется тем, что в офитовой массе базальта разбросаны скопления мелких зерен оливина.

Субофитовой Тиррель называет офитовую структуру других авторов, офитовой же называет ту, которую другие авторы называют пойкилофитовой, при которой кристаллы плагиоклаза полностью охвачены пироксеном.

Такситоофитовая структура наблюдается в траппах Сибири, где она характеризуется неправильным распределением участков разного состава и разной структуры, с чередованием участков состава типа то форелленштейна, то габбро, то структурой, близкой к интерсертальной, то к офитовой или пойкилитовой. Различают также габбровую структуру (табл. VI, рис. 4).

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).

В отличие от зернистой и порфировидной, порфировая структура характеризуется тем, что в тонкозернистой, плотной или стекловатой основной массе присутствуют в большем или меньшем количестве более крупные кристаллы различных минералов, называемые вкрапленниками или порфировыми выделениями (фенокристами) (табл. V, рис. 3, табл. XV, рис. 1).

Если вкрапленники (микрофенокристы) видны только под микроскопом, структура носит название микрофировой.

В зависимости от относительного количества микролитов и стекла в основной массе, различают структуры мейовитрофировую (преобладание микролитов) и плейовитрофировую (преобладает стекло).

Получение порфировой структуры во многих случаях объясняется тем, что во время охлаждения магмы происходили изменения в окружающих ее условиях. Сперва магма охлаждается на более или менее значительной глубине при условиях, особенно благоприятствующих ее кристаллизации; в ней начинают образовываться кристаллы различных минералов, которые и достигают той или иной величины; затем магма извергается, после чего затвердевание ее происходит при совершенно иных условиях — она быстро охлаждается, благодаря уменьшению давления из нее удаляются минерализаторы; в результате остаток еще незатвердевшей магмы застывает в тонкозернистую до плотной или стекловатую массу.

Так как при извержении магмы одновременно удаляются из нее минерализаторы, условия растворимости минералов в магме изменяются; некоторые из ранее образовавшихся минералов могут снова раствориться либо вполне, либо отчасти; происходит полная или частичная ресорбция. Так иногда кварц, который начал уже выделяться в более глубоких горизонтах, в период извержения магмы начинает растворяться; магма проникает внутрь кристаллов его, разъедая их (табл. XIX, рис. 2).

В процессе изменений условий кристаллизации вокруг зерен ранее выделившихся кристаллов, например биотита, амфиболов и др., образуются черные каймы из магнетита, обусловленные разложением при оплавлении этих частей кристалла и называемые опацитовыми (табл. XII, рис. 5). В результате реакций между кристаллами и магмой образуются также друзитовые или венечные оболочки; например зерна оливина окружаются оболочками пироксена, замещающего первый, вокруг пироксена—каймы амфибола. Минералы, образовавшиеся за счет явлений ресорбции в последнюю стадию кристаллизации магмы, Седергольм (1916 г.) назвал синантектическими, а структуру — синантектической, иначе называемой также гиперитовой, когда вокруг оливина образуются радиально-лучи-

стые оболочки из амфибола в местах соприкосновения оливина с плагиоклазом.

В зависимости от степени кристаллизации основной массы различают структуры полнокристаллически-порфировую, полукристаллически-порфировую, если в основной массе присутствует стекло, и стекловато-порфировую (витропорфировую или витрофировую), если основная масса не успела кристаллизоваться; следует иметь в виду, что в некоторых случаях полнокристаллическая основная масса получается как вторичный продукт, после перекристаллизации стекла (вторично-кристаллическая основная масса). Полукристаллически порфировая структура может быть интерсертальная, если преобладают кристаллические индивидуумы и стекло выполняет лишь остающиеся промежутки; интерсертальная 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. Близка к интерсертальной структуре гиалоофитовая структура, отличающаяся тем, что обильный аморфный базис образует сплошные участки. При еще большем содержании основной массы получается гиалопилитовая структура; в данном случае в стекловатой массе рассеяны мелкие микролиты плагиоклаза. Пилотакситовая структура (текстура) основной массы характеризуется тем, что основная масса состоит главным образом из лейст плагиоклаза, обычно без двойникового сложения. Кроме того, различают трахитовую структуру, когда основная масса состоит главным образом из микролитов полевых шпатов (санидина), образующих флюидальные потоки (в ней стекло может и отсутствовать). Микролиты санидина располагаются более или менее параллельно друг к другу и как бы обтекают более крупные кристаллы и вкрапленники, присутствующие в породе, напоминая как бы бревна, передвигающиеся по течению реки (табл. XX, рис. 4). Если микролиты полевого шпата располагаются в полном беспорядке, получается микролитовая структура. Структура называется андезитовой тогда, когда основная масса состоит как бы из войлока мелких микролитов, преимущественно полевого шпата, и зернышек других минералов, причем промежутки между ними пропитаны стеклом (табл. XII, рис. 6).

Своеобразный характер носит сидеронитовая структура, наблюдаемая в некоторых пироксенитах, в которых рудный минерал образует как бы сетку, в которой пустоты выполнены пироксеном. Эта структура напоминает ту, которая наблюдается в метеоритах (палласитах).

При чередовании участков не вполне одинакового состава получается такситовая структура, причем различают эвтакситовую структуру, когда эти участки располагаются полосами, и атакситовую, если участки обладают неправильными очертаниями и порода напоминает брекчию.

К числу такситовых структур относится также микроэв-

такситовая с полосатым или неправильно запутанным рисунком с разнообразной окраской отдельных участков породы.

Левинсон-Лессинг, на основании изучения вулканических пород района озера Севан (Армения), предлагает следующую терминологию структур различных излившихся пород.

Афировая — основная масса тонкозернистая или стекловатая, вкрапленники отсутствуют.

Эвпорфировая — вкрапленники довольно часты и заметны в каждом куске и в каждом шлифе.

Олигофировая — вкрапленники немногочисленны, не более 5—10% общей площади основной массы.

Спорадофировая — вкрапленники попадаются лишь изредка и случайно, отдельные шлифы афировые.

Плезиофировая — количество вкрапленников свыше 25—30%, т. е. приближается к так называемой невадитовой, когда они занимают большую часть шлифа (плейстофировая структура).

Монофировая — вкрапленники принадлежат одному минералу.

Полифировая — вкрапленники принадлежат нескольким минералам.

Мегалофировая — вкрапленники крупных размеров.

Микрофировая — вкрапленники малого размера, видны только под микроскопом.

Головитрофировая — вся основная масса стекловатая, в отличие от гемивитрофировой, когда основная масса состоит частью из стекла, частью из микролитов.

Своеобразная стекловатая структура, когда стекло разбито трещинками как бы на отдельные зерна, чередующиеся с кристаллами, называется гиалоплазматической.

Среди структур, обусловленных расположением минералов внутри породы, различают структуры безразлично зернистые, когда все минералы располагаются независимо от какого-либо определенного направления, флюидальные — когда составные части породы располагаются как бы в виде потоков, обусловленных течениями внутри магмы во время ее остывания, и шаровые структуры; последние могут быть нескольких родов; иногда встречаются граниты, диориты и другие магматические породы, которые состоят из шаров, в которых отдельные скорлупы обладают неодинаковым сложением (табл. XII, рис. 2); в других случаях составные части шаров располагаются радиально-лучисто, например турмалин в некоторых гранитах.

В ряде случаев шаровые структуры могут иметь характер плутонической брекчии, — сфероиды образованы округлыми обломками той же породы, оболочки вокруг которых образовались в результате колебательного застывания магмы в связи с колебаниями температуры (гомеотраусматическая структура). Некоторые шаровые текстуры можно отнести к псевдошаровым; такого рода текстуры образуются по трещинам мелкопараллелепипедальной отдельности; происходит разрушение горной породы и постепенное округление трещин; остатки первичной породы

приобретают вид отдельных шаров; часто наблюдаются в диабазовых породах (табл. IV, рис. 1).

До известной степени к шаровой текстуре относится также друзитовая или друзовая магматических пород, медленно застывавших на большой глубине, с последовательным послойным концентрическим отложением минералов вокруг определенных центров в магме. Образованию ее иногда способствуют процессы метаморфизма.

Степень выполнения пространства минералами обусловливает в свою очередь определенные структуры (текстуры) магматических пород, именно компактные и пористые.

К числу пористых текстур относится также пемзовая текстура, характерная для пузыристых 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.

При особенно сильном распылении лавы частицы ее отрываются одна от другой; получается пепловая текстура (она же туфовая, витрокластическая), характеризующаяся присутствием главным образом угловатых осколков вулканического пепла.

Первичные деформации в породе, образующиеся во время ее кристаллизации, носят название прокристаллических текстур; Вейншенк выделил их под названием пьезокристаллических структур.

При образовании того или иного рода структур и текстур имеет большое значение переохлаждение застывающей магмы.

Насколько важное значение при кристаллизации магм имеют минерализаторы, доказано экспериментальными работами преимущественно французских минералогов: Добре, Фуке, Готфейля, Мишель-Леви и др. Целый ряд минералов, как, например, кварц, ортоклаз, мусковит, амфиболы, нельзя получить в отсутствии минерализаторов, к которым относятся хлористые и фтористые щелочи, вольфраматы, углекислые щелочи, водяные пары, углекислота и др. Основная роль минерализаторов: 1) вещество минерализатора существенно необходимо, так как оно входит в состав самого минерала; так корунд получается при взаимодействии AlF_3 и H_2O или B_2O_3; Дельтер получил литиевую слюду, сплавляя 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 образующемуся минералу играет роль растворителя; так, оливин кристаллизуется при сплавлении SiO_2 и $2MgO$ в сплаве хлористого магния; 3) минерализатор играет роль в промежуточной реакции и

по окончании ее снова выделяется; так, аморфный глинозем действием плавиковой кислоты и водяного пара переходит в кристаллический корунд; аморфная SnO_2 в присутствии тех же минерализаторов — в кристаллический оловянный камень.

Формулы реакций следующие: для корунда

$$Al_2O_3 + 6HF = Al_2F_6 + 3H_2O = 6HF + Al_2O_3$$

для оловянного камня

$$SnO_2 + 4HF = SnF_4 + 2H_2O = 4HF + SnO_2$$

Видная роль летучих веществ при образовании ряда минералов в известняках ясна из состава минералов, присутствующих в метаморфизованных известняках Монте-Соммы, содержащих F, Cl, S, P:

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)

Другие характерные, связанные с летучими веществами, минералы: турмалин (B, F), датолит (B), аксинит (B), топаз (F, OH), шеелит (W), титанит (Ti), перовскит (Ti), далее щелочные амфиболы (F, OH), слюды (F, OH), амфиболы (OH) и т. д.

Катакластические структуры (текстуры) характеризуются тем, что после кристаллизации горная порода в некоторых случаях подвергается действию горообразующих сил в тех частях земной коры, которые находятся на сравнительно небольшой глубине. В таком случае кварц приобретает сперва волнистое угасание — различные части зерен его угасают не одновременно: угасание при вращении столика микроскопа проходит через зерно как бы в виде волны. При более сильно выраженном механическом воздействии зерно кварца распадается на ряд частью не особенно резко отделенных друг от друга, частью резко отделенных, не вполне одновременно или неодновременно угасающих, зерен; граница между этими зернами обычно сильно иззубренная. Наконец, все зерно или часть его распадается на мелкие зерна, неодновременно угасающие, в общем изометричные; получается структура, напоминающая по своему виду булыжную мостовую; такого рода структура носит название мостовидной. Точно так же плагиоклазы изгибаются, в них ломаются и смещаются одни по отношению к другим двойниковые полоски, затем полевые шпаты, как и кварц, распадаются на более или менее мелкозернистый агрегат. Также могут превратиться сперва изогнутые, иногда довольно сильно, листочки слюд в такие же агрегаты. Если все минералы преобразуются в тонкозернистый агрегат, структура носит название милонитовой. В конечном результате может получиться структура, при которой отдельные минералы почти неразличимы, порода напоминает глинистый сланец с довольно резко выраженной сланцеватой структурой.

Особенно тонкораспыленная милонитовая структура носит название ультрамилонитовой.

Псевдопорфировой текстурой обычно называют ту структуру, которая кажется порфировой, но 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 мелкодробленной основной массе породы.

ОТДЕЛЬНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

При кристаллизации и дальнейшем охлаждении магматических пород в последних образуются трещины, дающие начало различным типам отдельностей. Условия кристаллизации и охлаждения глубинных и излившихся пород не вполне одинаковы; в глубинных 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 в Германии, в них можно различать ряд трещин отдельности. Главнейшие из них следующие.

Трещины раскалывания или сланцеватости. Во время кристаллизации магмы пластинчатые (биотит) и табличатые (полевые шпаты) кристаллы могут располагаться под влиянием сжатия либо горизонтально (действие тяжести), либо вертикально (боковое давление) и обусловливать две системы трещин отдельности: 1) горизонтальные, обычно сводчатой формы, вызванные вертикальным давлением; 2) вертикальные, вызванные горообразующим давлением. Глубинные породы дают начало пластовой, плитообразной, матрацевидной отдельности. Обе системы трещин, обусловленные сжатием, облегчают производство разработки массивов глубинных пород.

Поперечные плоскости перпендикулярны к вертикальным трещинам сжатия, так как направлены параллельно давлению, вызвавшему образование этих последних. По ним нередки сдвиги и сбросы, по ним же проникают порфириты, аплиты, пегматиты, образуя дайки, в то время как по первым двум плоскостям находим только жилы аплитов и пегматитов (жилы выпотевания). Это обусловлено тем, что первые две плоскости образовались во время кристаллизации магмы под влиянием сжатия, вторые обусловлены растяжением и являются трещинами разрыва. В некоторых случаях трещины разрыва могут оставаться незаполненными, например в габбро-норитовых породах Волыни. Не всегда трещины достаточно отчетливо выражены, с чем связано отсутствие параллелепипедальной отдельности в ряде глубинных пород, что вызывает затруднения при их разработке.

Различают отдельность пластовую, когда имеются гори-

зонтальные трещины, разделяющие породу как бы на пласты; если к этим трещинам присоединяются еще две упомянутые выше системы взаимно перпендикулярных вертикальных трещин, порода разделяется на параллелепипеды (параллелепипедальная отдельность) (табл. III, рис. 1); глыбовая отдельность получается, если порода распадается на неправильной формы глыбы (табл. III, рис. 2), трещины могут итти и независимо от горизонтальной плоскости.

В излившихся породах, в которых давление вышележащих пород во время кристаллизации обычно отсутствовало, не проявлялось влияние горообразующих сил, формы отдельности связаны главным образом с охлаждением. Получается одна система горизонтальных трещин отдельности, более или менее параллельных к поверхности потока, покрова, купола и т. д., и другая система двух или трех трещин, перпендикулярных к первой, образующих обычно углы, близкие к 120°. В результате получается особенно характерная для ряда излившихся пород, между прочим, для андезитов, базальтов и др., столбчатая отдельность, дающая шестигранные столбы, иногда пяти- или четырехгранные. Наконец, шаровая отдельность получается в том случае, когда концентрические трещины разделяют породу на шары большей или меньшей величины.

Шаровая отдельность получается также в результате того, что по многочисленным трещинам отдельности, пересекающимся друг с другом под прямыми углами, проникают растворы, вызывающие выветривание данной породы (диабаза и др.). Углы параллелепипедов округляются, и внутри их сохраняется иногда шаровидная масса малоизмененной породы (табл. IV, рис. 1).

При разрушении по трещинам отдельности и иным нередко образуются «моря скал» (табл. IV, рис. 2).

ФАЗЫ И ФАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Горные породы, либо образовавшиеся на земной поверхности в виде пород излившихся, либо затвердевшие на больших или меньших глубинах, с течением времени изменяются, причем эти изменения обусловлены в первую очередь теми горообразующими процессами, которые захватывают области распространения этих пород. Они в большей или меньшей степени изменяют их частью благодаря воздействию самого давления, частью благодаря передвижению частей горных пород и раздроблению их. Большую роль в изменении горных пород могут играть также и процессы проникновения магматических горных пород в область развития ранее затвердевших магматических пород. Эти вновь проникшие породы могут в значительной степени изменять ранее образовавшиеся.

В результате воздействий на ранее образовавшиеся магматические породы различных агентов горные породы претерпевают значительные изменения; преобразующиеся породы изменяются в том направлении, что в ряде случаев стекловатые породы раскристаллизовываются, и вместо стекловатых пород или стеклова-

той основной массы породы получается мелкокристаллическая масса, например в ряде кислых пород, состоящих из кварца и полевого шпата.

В случае основных пород, обычно богатых окислами магния и железа, такие первичные минералы, как роговая обманка или пироксены, преобразуются в зеленые вторичные роговые обманки или в хлорит, и вся порода приобретает зеленоватую окраску, отличную от серой или черной первичной окраски породы. Такого рода изменения магматических пород с течением времени, в случае воздействия на них в первую очередь различного рода эндогенных процессов, получили название фаз.

Излившиеся породы характеризуются несколькими основными фазами. В первичную фазу состав минералов и физические свойства их изменяются в слабой степени; в трахитах или липаритах сохраняется стекловидный санидин, исключительной свежестью отличаются пироксены (авгит), биотит, за исключением случаев оплавления последнего, с образованием черных каемок вокруг его листочков; сохраняется почти совершенно неизмененным стекло, если таковое присутствует.

Если эти породы не опускаются в более глубокие горизонты и не прикрываются более юными осадками, они постепенно изменяются, проходя так называемую диагенетическую фазу, при которой происходит по преимуществу разрушение горной породы, обусловленное выветриванием[1]. Породы приобретают бурый цвет, полевые шпаты растрескиваются и переходят в агрегат серицита, каолинита; иногда появляется в незначительном количестве хлорит. Если выветривание происходит слабо, породы несмотря на то, что они образовались, например, в палеозое, сохраняют характер лав, мало отличающихся от лав современных или недавних извержений; поэтому Морозевич, изучая такого рода излившиеся породы в районе Приазовья, назвал их соответственно палеоандезитами, палеотрахитами и т. д., в одном слове давая характеристику породе, как сходной с современными породами (лавами), и в то же время указывая приставкой «палео» на древний возраст ее.

Если же породы подвергаются в областях геосинклиналей более или менее значительному воздействию горообразующих сил, они проходят фазу образования серицита и одновременно хлорита и др. и приобретают характерную зеленоватую, частью интенсивно зеленую окраску; при этом происходит полное растеклование; в таком случае говорят о зеленокаменной фазе.

Глубинные породы проходят те же фазы, с той разницей, что первичная и диагенетическая фазы совпадают; что касается зеленокаменной фазы, то она проявляется часто в слабой степени. Первичная фаза обычно проходит ранее достижения поверхности земли, во время процессов размыва не сохраняется, так как по-

[1] Вторичные изменения пород далеко не всегда обусловлены явлениями выветривания, т. е. поверхностью изменения (гипергенеза). Очень часто процессы изменения пород протекают под влиянием поствулканических агентов — горячих растворов и паров, например переход пироксенов в амфиболы, образование пертитов и др.

роды подвергаются более или менее значительному диагенетическому процессу.

Что касается гипабиссальных пород, то, они, образовавшись на сравнительно небольших глубинах, могут при особенно быстром размыве в высокогорных областях, например в Андах, в области высоких среднеазиатских гор, местами на Кавказе и т. д., не успеть подвергнуться действию диагенеза и поэтому могут содержать в себе частью прекрасно сохранившие свой первичный характер полевые шпаты, слюды и другие минералы.

При диагенетическом процессе основные породы, оставаясь более устойчивыми, приобретают зеленоватую окраску; что касается кислых, то они приобретают красноватую окраску. Во время прохождения породы через различные фазы минералы, входящие в состав пород, испытывают разнообразные превращения: из темноцветных минералов авгит переходит в прорастающую или обрастающую его роговую обманку; полевые шпаты теряют свой первично прозрачный характер и становятся мутными, с выделением из калиевого полевого шпата избытка натрового полевого шпата в виде так называемых пертитовых вростков.

Под фациями понимают те различия горных пород, которые получаются в них в зависимости от тех физико-химических условий, в которых происходила кристаллизация магмы, из которой они образовались. Обычно различают три фации изверженных горных пород: глубинную или абиссальную фацию, полуглубинную или гипабиссальную и излившуюся или эффузивную. Между ними существуют всевозможные переходы.

Абиссальная или глубинная фация. Вследствие особенно благоприятных условий для кристаллизации (высокая температура, большой покров вышележащих пород, затрудняющих охлаждение магмы, высокое давление, задерживающее выделение газов, длительный период времени остывания) эти породы характеризуются полной кристаллизацией минералов, массивны, реже с заметной флюидальной структурой, редко с порфировидным сложением, при одностороннем давлении — также иногда с более заметным гнейсовидным сложением; в случае процессов ассимиляции соседних пород приобретают пятнистость в связи с растворением ксенолитов, т. е. посторонних включений. Типичными представителями пород 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*^{2}). Образуют крупные штоки, батолиты, массивы.

Породы гипабиссальной фации, или полуглубинные, отличаются значительным разнообразием состава и структуры в одном и том же массиве. Так как эти породы значительно быстрее охлаждаются, чем глубинные, в них многие первичные минералы сохраняются почти без перемен, поэтому мы в них нередко находим санидин вместо ортоклаза, стекловидные плагиоклазы вместо матовых, например в так называе-

мых волынитах юга Украины, по берегам р. Кальмиуса, совершенно не измененные заместители полевых шпатов, например нефелин, далее щелочные роговые обманки и пироксены. Если структура и остается полнокристаллической, то вместо массивной и равномернозернистой она нередко становится переходной к миаролитовой, с пустотами, иногда выполненными плавиковым шпатом, с трещинами, выполненными, например в нефелиновых сиенитах, канареечно-желтым канкринитом или синим содалитом, часто порфировидная до порфировой, в ряде случаев резко флюидальная, нередко в основных породах переходящая в монцонитовую, на-глаз, трудно различимую (чрезвычайно резко выраженный идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату), офитовую (диабазовую). Иногда структура также и ленточная. Сюда относятся такие породы, как габбро, пироксениты, перидотиты, монцониты, ряд щелочных пород, в том числе ряд 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 излившиеся, или эффузивной фации, отличаются резко выраженной порфировой структурой и тонкозернистой до стекловатой основной массой, и лишь в основных породах они 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 неудовлетворительны; 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 их. При классификации и выборе номенклатуры пород большие затруднения представляет то, что между различными породами имеются постепенные переходы. В последнее время предложены новые классификации горных пород, основанные на химическом составе их, и самая номенклатура пород совершенно преобразована; одна из этих классификаций, 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 и излившиеся, причем каждой из глубинных пород может соответствовать сходная с ней по составу излившаяся порода. Но наряду с этими породами имеется ряд магматических пород, встречающихся в небольшом количестве, тесно связанных в большинстве случаев с магматическими глубинными породами,

то являющимися продуктами расщепления первичной магмы того или иного состава, то образующимися 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 и сохраняются в настоящее время некоторыми петрографами для большего удобства в описаниях и классификации ряда разнообразного состава пород, играющих второстепенную роль.

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, в этом отношении он имеет преимущество перед чисто химическим принципом; в то же время его особенно легко проводить в жизнь, так как, пользуясь микроскопом, при нашем современном знании оптических свойств минералов, в связи с их химическим составом, мы можем в ряде случаев определять количественный минералогический состав, тем самым одновременно и химический состав породы.

Большое значение имеют также и структурные особенности, как отражающие условия кристаллизации магм. Различные в породах глубинных и излившихся, они также могут служить очень надежным генетическим признаком, дающим возможность вводить дальнейшие подразделения пород на более дробные типы. 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 Шенда

Классификация генетического характера предложена была Шендом. Он различает три основные группы пород, в зависимости от того, насыщены ли были магмы кремнекислотой, пересыщены и если не были насыщены, то какие именно окислы преобладали в ненасыщенной кремнекислотой магме — щелочные или же магнезиально-железистые. В результате он делит породы прежде всего на пересыщенные ею или недосыщенные (рис. 14).

1. Пересыщенные — со свободной кремнекислотой, находящейся в избытке в виде кварца (например граниты).

2. Насыщенные — почти без кварца и ненасыщенных минералов, т. е. без нефелина, лейцита, оливина и др. (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) с ненасыщенным MgO, CaO, или Al_2O_3;

2) с ненасыщенными щелочами;

3) с ненасыщенными щелочами и MgO, FeO и Al_2O_3.

Ориентировочно и упрощенно эта классификация изображена на треугольнике типа Озанна, где выделены четыре группы пород, в зависимости от содержания избытка кремнекислоты, щелочей или магниево-кальциевых окислов, именно:

1. Пересыщенные кремнекислотой породы.
2. Почти насыщенные ею породы.
3. Ненасыщенные породы:

1) щелочные;

2) магнезиально-кальциевые.

В зависимости от того, насколько насыщена порода глиноземом, щелочами или MgO и CaO, он различает в каждой из этих групп в свою очередь несколько типов (рис. 15).

1. Пералюминиевый тип, характеризующийся присутствием мусковита, биотита, корунда, турмалина, топаза, альмандина, спессартина.

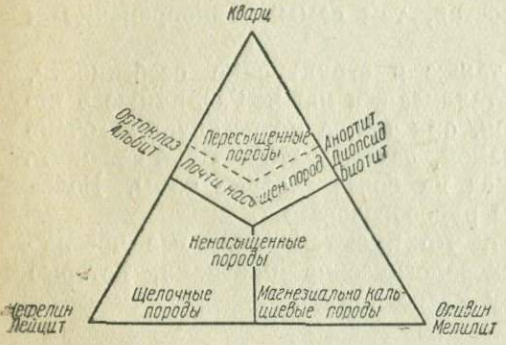


Рис. 14. Схема Шенда.

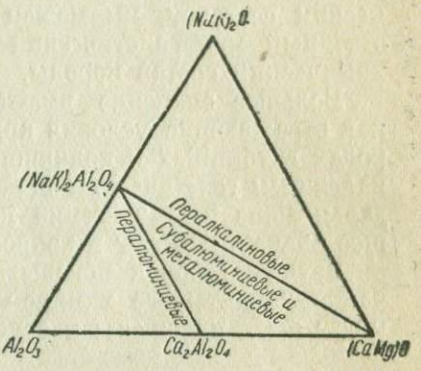


Рис. 15. Схема Шенда.

2. Пералкалиновый тип, характеризующийся присутствием натровых пироксенов, натровых амфиболов, эвдиалита.

3. Промежуточный, характеризующийся присутствием обыкновенных пироксенов и амфиболов, оливина, файалита или эпидота, с добавлением биотита или без него. Его он разделяет на два типа:

1) металюминиевый, где видную роль играет роговая обманка в сочетании с другими темными минералами — биотитом или авгитом;

2) субалюминиевый тип, с пироксенами или оливином, без заметных количеств роговой обманки или биотита.

Он же предложил ввести еще деление пород в зависимости от содержания темных минералов на четыре группы (табл. 5).

В некоторых случаях применяется сокращение термина, например лейкогранит.

Таблица 5

Название пород	Содержание темных минералов		Преобладающая окраска породы
	по объему, %	по весу	
1. Лейкократовая	0—30	До 1/3	Светлая
2. Мезотипная	30—60	1/3—2/3	—
3. Меланократовая	60—90	1/3—9/10	Темная
4. Перидотит	До 90	Свыше 9/10	То же

Классификация Лаппарана — Лучицкого

Очень удобной и наглядной классификацией является классификация Лаппарана-сына (1923 г.), который делит все породы на три группы и затем в каждой из группы различает несколько семейств пород.

Классификация Лаппарана

Группа I	1. Семейство перидотитов и пироксенитов 2. Семейство габбро и диоритов 3. Семейство кварцевых диоритов 4. Семейство гранитов
Группа II	5. Семейство монцонитов и сиенитов
Группа III	6. Семейство нефелиновых сиенитов 7. Семейство тералитов и ийолитов

Далее в каждом из семейств он различает, в зависимости от типов структур, породы глубинные и излившиеся.

Система Лаппарана очень интересна в том отношении, что в ней проведен принцип тесной и непрерывной связи между породами в отношении их дифференциации. Классификация начинается ультраосновными породами, в которых щелочи и глинозем отсутствуют, присутствуют почти исключительно MgO, FeO, с небольшим количеством SiO_2 (магнезиально-железистые ортосиликаты и метасиликаты).

Далее идут породы, содержащие, кроме MgO и FeO, также CaO, Al_2O_3, несколько большее количество SiO_2; породы содержат, кроме темных минералов, также плагиоклазы в габбро по преимуществу основные, в диоритах средние.

В кварцевых диоритах увеличивается содержание кремнекислоты, в связи с чем появляется свободный кварц.

В гранитах в большем или меньшем количестве присутствует K_2O, в результате чего в его состав входит калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин, санидин).

Особо выделена группа монцонитов и сиенитов, как характеризующаяся тем, что при увеличении содержания в магме щелочей и уменьшении кремнекислоты свободный кварц исчезает, в то время как калиевый полевой шпат сохраняется.

Эта особая группа пород — монцониты и сиениты — является переходной к группе ненасыщенных пород, т. е. таких, которые содержат слишком много щелочей и слишком мало кремнекислоты, чтобы в них могли образоваться полностью калиевые и натровые полевые шпаты (альбит); вместо них образуются ненасыщенные кремнекислотой их заместители: вместо калиевого по-

левого шпата — лейцит, вместо натрового — нефелин, канкринит, реже нозеан, гаюин, содалит и др.

В зависимости от содержания темных составных частей можно различать два семейства: одно (нефелиновые сиениты) — отличающееся малым содержанием темных минералов и второе — тералиты и ийолиты, отличающиеся большим содержанием их, особенно в ийолите.

Эта схема является очень интересной потому, что она в значительной степени сходится с реакционной схемой Боуэна, если последнюю приложить не только к процессам кристаллизации породообразующих минералов, но и к процессам диференциации магмы.

Поэтому в дальнейшем мы будем пользоваться классификацией, которая вытекает из схемы Боуэна и сходна со схемой Лаппарана, но отличается от нее в том отношении, что она близка в то же время к схеме Розенбуша, с тем отличием, что в ней семейства пород расположены в несколько ином порядке, сохраняя в общем то же значение.

Так как самое существенное в генетической классификации — химический и минералогический состав породы, в одну группу соединены все породы близкого состава, даже если они имеют различные структуры, именно породы глубинные и соответствующие им излившиеся; отличаясь от глубинных физико-химическими условиями своего застывания, излившиеся породы тесно связаны с ними часто непрерывными переходами; образовавшись из одной и той же магмы, они отличаются лишь несущественно минералогическим и химическим составом, что связано с иными условиями их затвердевания и кристаллизации.

Магматические породы делятся на четыре группы по содержанию темных минералов, известково-натровых полевых шпатов (плагиоклазов), щелочных полевых шпатов и заместителей последних:

1. Породы, состоящие почти исключительно из темных минералов, по схеме Боуэна выделившихся первыми (оливин, ортопироксены). Щелочей мало; полевые шпаты и их заместители отсутствуют или их очень мало.

2. Породы с преобладающим плагиоклазом, или плагиоклазовые.

3. Породы, богатые калиевым полевым шпатом, или ортоклазовые.

4. Породы, содержащие заместителей полевых шпатов, или фельдшпатитовые.

Дальнейшие подразделения основаны на присутствии или отсутствии кварца, затем на присутствии тех или иных минералов из числа главных составных частей.

Классификация, излагаемая в данном руководстве, которую можно назвать классификацией Лаппарана — Лучицкого, представлена на стр. 63 и 65.

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 в их минералогическом составе и в содержании определенных типов полезных ископаемых (или, что то же, кон-

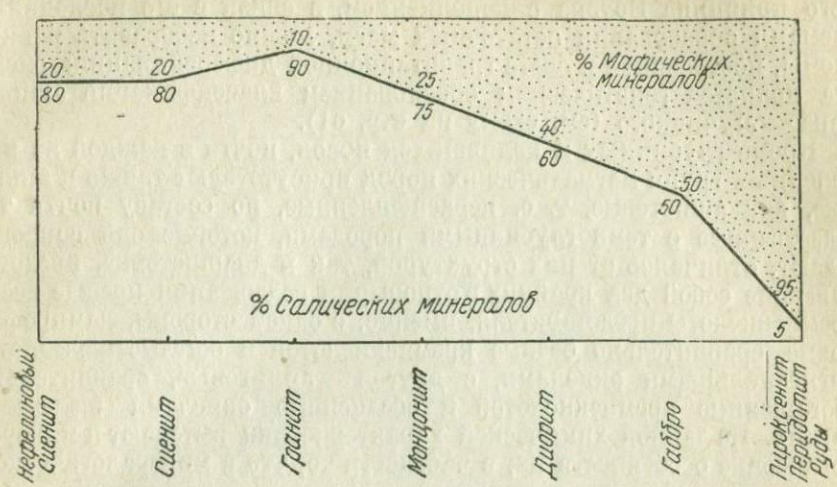


Рис. 16. Кривая процентного содержания минералов в главных семействах магматических пород.

центрацией определенных элементов) позволяют считать более правильным разделение их на две группы; иначе пришлось бы соединить в одну группу граниты с гранодиоритами и кварце-



выми диоритами, граниты с сиенитами и так далее; в ряде случаев между этими породами также нет возможности провести сколько-нибудь резкую границу.

Генетические взаимоотношения горных пород в свете реакционного принципа Боуэна с дополнением, в связи с его последними схемами образования остаточных магм, можно изобразить в виде схемы, построенной в свете гравитационной дифференциации; схема эта является генетическим обоснованием классификации Лаппарана — Лучицкого (см. схему на стр. 61).

Кроме глубинных и излившихся пород, почти в каждой из выделенных групп магматических пород присутствуют также и жильные, как аншистовые, т. е. нерасщепленные, по составу почти тождественные с теми глубинными породами, которые они сопровождают, отличаясь от них структурой, так и диашистовые, представляющие собой два крайних в отношении содержания прежде всего кремнекислоты представителя, именно, с одной стороны, лампрофировые, сравнительно бедные кремнекислотой и богатые железисто-магнезиальными окислами, с другой — аплитовые, сравнительно обогащенные кремнекислотой и обедненные окислами железа и магния. Из данной химической характеристики вытекают и минералогические особенности их, в частности то, что в минералогическом

Классификация Лаппарана — Лучицкого

	Глубинные породы	*Излившиеся породы* (аналоги глубинных пород)
1. Полевые шпаты и их заместители отсутствуют или их мало	Перидотиты и пироксениты	Пикриты и пикритовые порфириты
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 порфириты
4. Полевой шпат, почти исключительно средний плагиоклаз; с кварцем	Кварцевые диориты	Дациты и кварцевые порфириты
5. Калиевый полевой шпат с кварцем	Граниты и гранодиориты	Липариты, комендиты, кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры, частью дациты
6. Преобладает калиевый полевой шпат, кварц отсутствует	Сиениты	Трахиты, бескварцевые порфиры (орт фиры), 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, тераралиты и шонкиниты	Трахидолериты, тефриты, базаниты
9. Щелочные полевые шпаты полностью замещены их заместителями	Миссуриты и йолиты	Лейцитовые и нефелиновые породы. Мелилитовые базальты, лимбургиты

отношении они приближаются к характерным чертам той или иной глубинной породы, с которыми эти диашистовые породы связаны.

Среди жильных пород выделяются также пегматиты, образующие крупнозернистые жилы (продукты выпотевания), по составу до известной степени близкие к тем глубинным породам, с которыми они генетически тесно связаны. Пегматиты нередко обладают эвтектической структурой.

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 (см. табл. 6, стр. 65—67).

Исходя из понятия о фациях магматических пород, как о совокупности тех признаков, которые определяют условия образования этих пород, по аналогии с тем, что принято при изучении осадочных пород, Усов ввел это понятие в основу своей классификации наряду с понятием о фазах; под выражением «фаза состояния магматических пород» он понимает то, что на горные породы следует смотреть, как на саморазвивающиеся тела, а не как на совершенно застывшие и неизмененные образования.

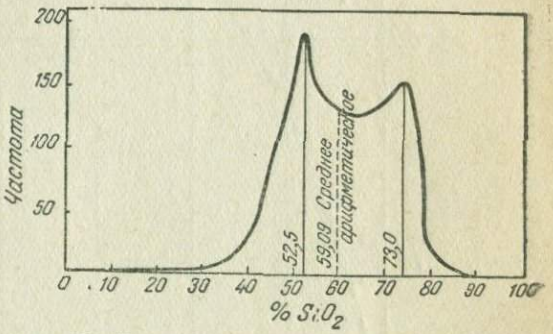


Рис. 17. Частота распределения кремнекислоты в магматических породах. По Ричардсону (1922 г.).

Его классификация для глубинных и полуглубинных пород приведена в табл. 7 (стр. 68—69).

Группы горных пород, выделенные в классификацию Лаппарана — Лучицкого, не одинаковы по объему в связи с крайне неодинаковой распространенностью горных пород различного состава. Это видно из данных распространенности магматических горных пород США (стр. 64).

Относительная распространенность магматических пород с различным содержанием в них кремнекислоты дана на рис. 17, на котором видно, что при среднем содержании кремнекислоты 59,09% наиболее распространены породы базальтовой магмы, содержащие 52,5% и производные гранитной магмы, содержащие 75,0% SiO_2.

Для более ясного представления о закономерности химического состава магматических пород приводится схема Гроута, где на ординате нанесено содержание кремнекислоты, а на абсциссе — содержание щелочей. Квадратами отмечены средние химические анализы соответствующих пород, точками — группы случайных анализов магматических пород (рис. 18).

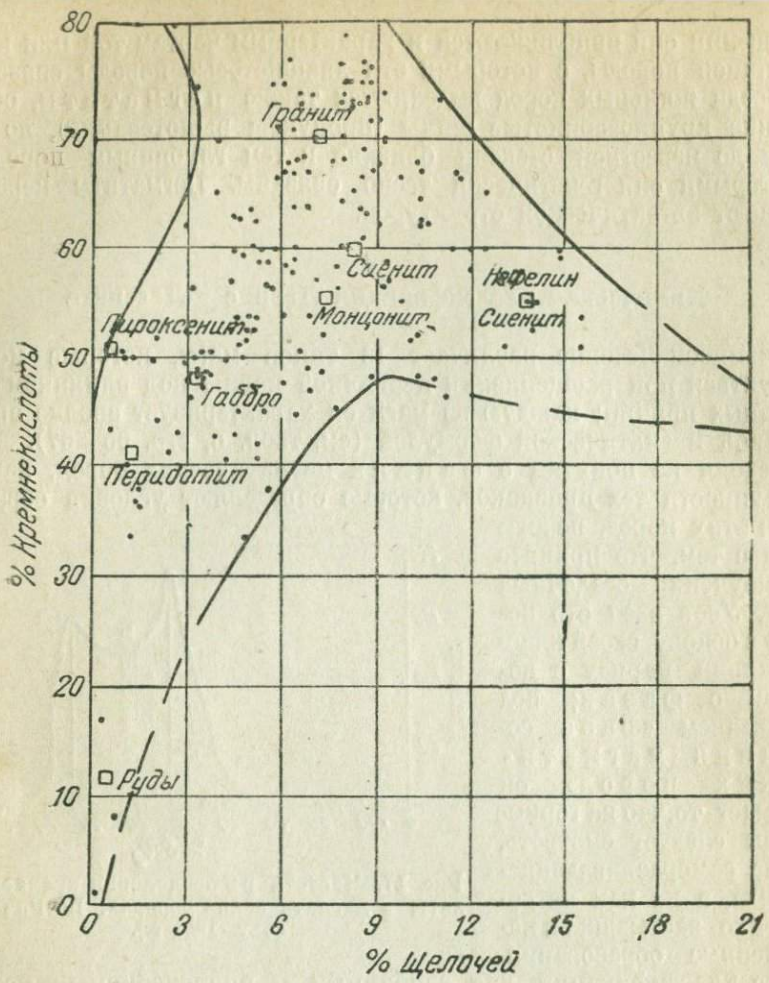


Рис. 18. Поля магматических пород, спроектированные на диаграмму с координатами содержания кремнекислоты и щелочей. Квадраты — средние составы пород по Дэли, точки — случайно выбранные группы анализов магматических пород.

Распространенность магматических горных пород США (в %)

Глубинные породы		*Излившиеся породы*	
Граниты и соответствующие кварцевые порфиры	23,214	Андезит	23,863
Гранодиорит	12,195	Базальт	20,733
Габбро	2,225	Риолит (липарит)	12,834
Диорит	1,802	Диабаз	1,602
Перидотит	0,436	Дацит	0,536
Сиенит и сиенит-порфир	0,389	Фонолит	0,048
Анортозит	0,311	Трахит	0,036
Монцонит	0,161	Латит	0,030
Кварцевый монцонит и соответствующие порфиры	0,108	Нефелиновый базанит	0,018
Шонкинит	0,054	Лимбургит	0,012
Тералит	0,036		
Нефелиновый сиенит	0,024		
Пироксенит	0,011		

Химическая классификация магматических пород Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1935 г.)

	α	$\frac{RO}{R_2O_3}$ или $\frac{RO}{R}$	$\frac{R_2O}{RO}$ или r
Основная группа			
A. Ультраосновные породы или гипобазиты (магмы асиликатные, моносиликатные или мейосиликатные) $\alpha < 1{,}3$			
I. Магмы несиликатные			
1. Сульфидолиты (магматические сульфиды Fe, Cu, Ni)	—	—	—
2. Ферролиты и шпинеллиты (магматические магнетит и титано-магнетит, хромит, ильменит)	—	—	—
3. Карбонатиты	—	—	—
4. Фосфатолиты (апатитовая порода)	—	—	—
II. Магмы щелочноземельные			
а) Магмы сесквиоксидные			
5. Корундо-полевошпатовые и шпинелевые породы (кыштымит, плумазит)	0,35	0,28	1 : 7
b) 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. Мелилитовый базальт	1,03	6,3	1 : 12,7
III. Магмы промежуточные (более или менее богатые глиноземом)			
8. Рудные габбро и пироксениты	1,26	3,5	1 : 21
8а. Рудные порфириты	—	—	—
9. Ультращелочные (алькалиптоховые) габбро	1,14	3,5	1 : 38
9а. Алькалиптоховые порфириты	1,34	2	1 : 1,5
10. Уртит	1,21	1,1	—
Базанитовая магма (10а, 11, 12, 12а)	—	1,5—2,5	—
10а. Лимбургит и авгитит	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
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

	α	$\frac{RO}{R_2O_3}$ или $\frac{RO}{R}$	$\frac{R_2O}{RO}$ или r
B. Основные породы или базиты (магмы моно-бисиликатные) $2{,}2 > \alpha > 1{,}3$			
V. Магмы щелочноземельные			
a) Магмы, бедные глиноземом или совсем безглиноземные			
15. Пироксениты и горнблендиты	1,83	>20	—
b) Магмы, более или менее богатые глиноземом			
Базальтовая (или габбровая) магма (16, 16a)			
16. Габбро, нориты	1,49	3	1:15
Гиперстениты	1,71	—	—
16a. 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
19a. Тефритобазальты	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 (монцониты)	2,0	3	1:3,9
21a. 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
24a. Трахиты	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
26a. Фонолиты	2,0	1	4,5:1
27. Тингуаиты	2,0	1,27	6:1
C. Средние породы или мезиты (магмы бисиликатные) $2{,}5 > \alpha \leqslant 2$			
VIII. Магмы щелочноземельные			
28. Сиенит-диориты	—	—	—
28a. Андезиты и порфириты	2,2—2,4	1,4—1,7	1:2,8
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
IX. Магмы щелочные			
30. Щелочные сиениты	2,55	1,51	1,56:1
30a. Трахиты	2,40	1,21	2,3 :1
31. Тенсбергиты	2,23	1	1,2 :1
(микроклиниты, ортоклазиты)	3,0		

	α	$\frac{RO}{R_2O_3}$ или $\frac{RO}{R}$	$\frac{R_2O}{RO}$ или r
X. Магмы щелочноземельные			
32. Кварцевые базиты (кварцевые габбро)	2,4	1,7	1:2,1
D. Кислые породы или ацидиты (магмы полисиликатные или плейтосиликатные) $\alpha \geqslant 2{,}5$			
XI. Магмы щелочноземельные			
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
XII. Магмы промежуточные			
35. Адамеллиты (плагиоклазовые 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
XIII. Магмы щелочные			
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. Оксикератофиры	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
E. Ультракислые породы или гиперацидиты $\alpha > 5$			
XIV. Магмы щелочноземельные			
41. Грейзен	>5	<1,25	—
42. Аляскит	4,38	1	5;1
XV. Магмы щелочные			
43. Аплитовые граниты	5,5	1	5,2:1
43a. Кварцевые гроудиты и ультракислые кератофиры	5,68	1	10:1
XVI. Магмы, совсем или почти совсем лишенные оснований			
44. Кварцолиты	—	—	—

Примечание. Название интрузивных пород набраны разрядкой, эффузивных — обыкновенным.

Схема классификации интрузивных пород проф. Усова

№ группы	Группа	Фация	Фаза	Провинция	Щелочной полевой шпат и плагиоклаз: Альбит	Олигоклаз	Олигоклаз-андезин	Андезин	Лабрадор	Основной плагиоклаз	Без полевых шпатов	Без полевых шпатов и фельдшпатоидов
I	Пересыщенная SiO_2	Абиссальная	Диагенетизированная	K + Na	—	Граниты	Гранодиориты	Тоналиты	—	—	—	—
		Гипабиссальная	Первичная	K + Na	Щелочные граниты (частью)	Чарнокиты	Кавказиты	Андендиориты	—	—	—	—
				Na	Роккалиты				—	—	—	—
			Диагенетизированная	K + Na	Щелочные граниты	Граниты (частью) и анотериты	Адамеллиты	Банатиты	—	—	—	—
				Na	Кварцевые альбититы (частью)	Троньемиты	Опдалиты		—	—	—	—
II	С остаточной SiO_2	Абиссальная	Диагенетизированная	K + Na		Кварцевые сиениты	Кварцевые сиенит-диориты	Кварцевые диориты	Кварцевые габбро-диориты	—	—	—
		Гипабиссальная	Первичная	K + Na				Андендиориты		—	—	—
				Na						—	—	—
			Диагенетизированная	K + Na	Нордмаркиты	Кварцевые мангериты	Кварцевые монцониты	Кварцевые авгитодиориты	Кварцевые габбро	—	—	—
				Na	Кварцевые альбититы							
III	Насыщенная SiO_2	Абиссальная	Диагенетизированная	K + Na	—	Сиениты	Сиенит-диориты	Диориты	Габбро-диориты		Горнблендиты	—
		Гипабиссальная	Первичная	K + Na	Щелочные сиениты (частью)			Андендиориты		Габбро	Пироксениты	—
				Na			Монцониты	Авгитовые диориты	Габбро-сиениты			
			Диагенетизированная	K + Na	Щелочные сиениты	Мангериты						
				Na	Альбититы	Олигоклазиты						
IV	Ненасыщенная SiO_2 С оливином	Гипабиссальная	Первичная	K + Na	—	—			Кенталлениты	Оливиновые габбро	Перидотиты	—
			Диагенетизированная		—	—			Оливиновые габбро-сиениты			
	С фельдшпатоидами		Первичная	K	Лейцитовые сиениты					—	Фергуситы	
				K + Na	Фойяиты	*Эссекситы*		*Тералиты*		—		
				Na	Мариуполиты					—	Ийолиты	Якупирангиты
	С оливином и фельдшпатоидами			K						—	Миссуриты	
				K + Na	Шонкиниты	*Эссекситы* (частью)		*Тералиты* (частью)		—		
				Na						—	Бекинкиниты	

Таблица 8

Содержание минералов в семействах магматических пород (Гроут, 1932 г.)

Семейства пород	Процент фемических минералов		Процент салических минералов		
Перидотиты	Пироксен, Оливин, Руды	95 до 98			5 до 2
Базаниты, фельдшпатоидный базальт		45			55
Габбро	Авгит, Оливин, Магнетит	45 до 50	Лабродор		55 до 50
Диорит	Роговая обманка, Авгит, Магнетит	35 до 45	Ортоклаз Андезин Кварц	10 50 4	65 до 55
Кварцевый диорит		25			75
Монцонит	Роговая обманка, Биотит	15 до 40	Ортоклаз Андезин Кварц	35 40 10	85 до 60
Гранодиорит		15			85
Нефелиновый сиенит	Эгирин, Биотит	15 до 20	Ортоклаз Альбит Нефелин	25 35 25	85 до 80
Шонкинит		60			40
Сиенит	Роговая обманка	20	Ортоклаз Альбит Другие	35 40 5	80
Гранит	Биотит	10	Ортоклаз Альбит Кварц	30 30 30	90

Для других стран, в частности для СССР, распространенность тех же пород может быть в значительной степени иной; так, например, на территории СССР более видное значение приобретают перидотиты и пироксениты, значительно меньшее — риолиты и т. д.

Минералогическая классификация Ниггли

Минералогический характер носит также классификация Ниггли (1935 г.), составленная им главным образом для глубинных магматических пород. От составления аналогичной классификации для излившихся пород Ниггли пока отказался, ввиду больших трудностей, которые встречаются в классификации этих пород.

В основе классификации Ниггли лежит деление магматических пород на группы по степени кислотности; каждая группа разделяется, по крайней мере, на три типа: лейко-, или бедные темными составными частями, нормальные и мела-, или породы, сравнительно обогащенные фемическими минералами.

Схема минералогической основной классификации глубинных пород Ниггли (1935 г.)

I. Пересыщенные SiO_2

1. Силекситы (полевошпатовые силекситы, слюдяные силекситы, обыкновенные силекситы).
2. Щелочные граниты (щелочные аплит-граниты, нормальные щелочные граниты, мелащелочные граниты натровые, калиевые).
3. Щелочноземельные граниты (аплит-граниты, нормальные граниты, мелаграниты).
4. Гранодиориты (аплит-гранодиориты, нормальные гранодиориты, мелагранодиориты).
5. Граногаббро (лейко-, нормальные, мела-).
6. Кварцевые диориты (лейко-, нормальные, мела-).
7. Кварцевые габбро (лейко-, нормальные, мела-).

II. Средние в отношении содержания SiO_2

8. Щелочные сиениты (лейкощелочные сиениты, нормальные, мелащелочные сиениты).
9. Щелочноземельные сиениты (лейко-, нормальные, мела-).
10/11. Сиенодиориты и сиеногаббро (лейкомонцониты, переходные, нормальные, мела-).
12. Диориты (лейко-, нормальные и мела-).

III. Промежуточные (средние или недосыщенные SiO_2)

13. Габбро (анортозиты, лейко-, нормальные и мела-)
Подряд: эвкриты.

IV. Недосыщенные SiO_2

14. Фойяиты (нормальные, мела-, натровые, калинатровые, калиевые).
15. Плагифойяиты (лейко-, нормальные, мела-, натровые, калиевые).
16/17. Фоиддиоритовые и фоидгаббро (лейко-, нормальные и мела-, натровые, калиевые).
18. Фоидиты.

Лейко	Na-уртиты K-италиты	Мезо	Na-ийолиты K-аркиты	Мела	Na-мелтейгиты K-миссуриты

19. Мафититы, очень меланократовые породы, распадаются в первую очередь на следующие типы: 1) пироксениты, горнблендиты и биотиты, 3) перидотиты, 4) вальбиелиты, 5) альнеиты, 6) мелилитолиты, 7) ортомагматические руды.

При содержании в горных породах, как максимум, 25% светлых элементов, они должны носить приставку, например, габбропироксенит и т. д.

Среди тех магм, которые дают начало тем или иным магматическим породам, Ниггли насчитывает 41 группу их, с выделением среди них всего 176 типов магм. Для определения их Ниггли составил специальную таблицу с характерными коэфициентами для каждого типа.

ТАБЛИЦА НИГГЛИ

Типы магм

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
А. Магмы известково-щелочного ряда							
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. Таснагранитовый	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. Ондалитовый	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. Лейкопелеитовый	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. Натроэнгандинитовый	400	43	15	3	38	0,25	0,25
18. Нормально трондьемитовый	370	42	12	11	35	0,25	0,3
19. Натрорапакиви	340	42	20	8	30	0,25	0,3
20. Лейкокварц-диоритовый	300	42	17	13	28	0,25	0,4
21. *si*-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. Пелеитовый	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. Ламподиоритовый	150	25	40	21	14	0,2	0,5
28. Орбитовый	135	27	42	21	10	0,2	0,5
VII. Габбро-диоритовые							
29. *si*-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. *fm*-габброидный	80	24	54	17	5	0,2	Сильно варьирует
34. Эвкритовый	100	18	55	24	3	0,2	0,7
35. *c*-габброидный	100	25	46	25	4	0,1	0,7
36. Михараитовый	130	23	42	28	7	0,2	0,5
37. Пироксен-габброидный	100	23	41	32	4	0,2	0,7

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
IX. Лейкогабброидные							
38. Лейкомихаритовый	140	26	38	27	9	0,2	0,4
39. Ахнагаитовый	100	29	40	27	4	0,2	0,5
40. Кумбр итовый	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. *si*-мелаплагиоклазитовый	220	35	15	35	15	0,1	0,6
48. Анортозит-габброидный	130	37	22	33	8	0,1	0,5
XI. Горнблендитовые							
49. *al*-горнблендитовый	120	19	61	15	5		0,7
50. Горнблендитовый	80	15	60	20	5		0,6
51. Горнблендит-перидотитовый	95	1	80	18	1		0,8
52. Диаллагитовый	80	10	74	14	2		0,7
53. Вебстеритовый	90	7	68	23	2		0,7
XII. Пироксенитовые							
54. *si*-пироксенитовый	125	13	50	30	7		0,7
55. Арнежитовый	80	19	49	31	1		0,8
56. Остраитовый	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. Батукитовый	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 (альбititовый)	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
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. Фойяитовые							
74. Умптекитовый	220	37	18	9	36	0,3	0,25
75. Нормально фойяитовый	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

Продолжение

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
XVII. Луявритовые							
79. Тингуаитовый	170	36	15	7	42	0,2	0,15
80. Уртит-тингуаититовый	100	36	15	7	42	0,2	0,15
81. Мелатингуаитовый	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. Субплагиофойянитовые							
85. Бостонитовый	230	46	12	2	40	0,3	0,3
86. Пуласкитовый	210	40	18	10	32	0,3	0,3
87. Эссексит-фойяитовый (раньше монцонит-фойяитовый)	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. Кассаитовый	170	33	23	19	25	0,25	0,35
91. Рувиллитовый	140	37	20	23	20	0,2	0,4
XX. Натросиенитовые							
92. *si*-натросиенитовый	300	35	28	15	32	0,2	0,2
93. Нормально натросиенитовый	160	32	28	12	28	0,2	0,3
94. Маенаитовый	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. с-мельтейгитовый	120	17	27	38	18	0,2	0,3
100. Турйяитовый	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
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. Натрогаббroидные							
107. Берингитовый	125	23	39	23	15	0,2	0,45
108. Мугеаритовый	135	24	42	18	16	0,2	0,6
109. Натроламprосиенитовый	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. Тералитгаббroидные							
112. Габбромельтейгитовый	110	27	31	27	15	0,2	0,4

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
113. Нормально тералит-габброидный	105	24	38	25	13	0,2	0,5
114. Бероидитовый	90	20	40	32	8	0,2	0,5
115. Турйяитгаббroидный	100	24	33	32	11	0,2	0,5
XXVI. Габбротералитовые							
116. Нормально габбро-тералитовый	100	17	43	27	13	0,2	0,45
117. *c*-габбро-тералитовый	100	15	40	35	10	0,2	0,5
XXVII. Меланатрогаббroидные							
118. Щелочноякупирангитовый	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. Каулаитовый	100	13	55	22	10	0,1	0,6
122. Модлибовит-польценитовый	50	13	56	23	8	0,2	0,65
123. Щелочногорнблендит-пироксенитовый	65	8	68	16	7	0,3	0,8
XXVIII. Щелочнопиробо-ловые							
124. Лузитанитовый	160	19	52	3	26	0,2	0,1
125. Рокалитовый	250	13	50	3	34	0,1	0,1
126. Щелочномафитовый	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
B. Магмы калиевого ряда							
XXIX. Лейкосиенит-гранитовые							
130. Рапакиви	350	41	18	9	32	0,45	0,3
131. Граносиенитовый	260	39	18	11	32	0,4	0,3
XXX. Ювитовые							
132. Калинордмаркитовый	270	40	15	5	40	0,4	0,25
133. Лейкосиенитовый	190	39	18	11	32	0,5	0,3
134. *k*-гибелитовый	260	35	21	9	35	0,4	0,2
135. Калифойяитовый	170	39	14	11	36	0,5	0,25
136. Монцонит-сиенитовый	180	36	23	15	26	0,4	0,35
XXXI. Аркитовые							
137. Святоносситовый	190	30	20	24	26	0,4	0,3
138. Лейкосомманитовый	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
XXXII. Сиенит-гранитовые							
142. *si*-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. Каммгарнитовый	225	26	39	12	23	0,6	0,6
XXXIII. Сиенитовые							
145. Нормально сиенитовый	180	30	30	12	28	0,5	0,4
146. *si*-камперитовый	185	28	37	12	28	0,5	0,4
147. Камперитовый	151	29	37	11	23	0,6	0,5

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
XXXIV. Монцонитовые							
148. Лейкомонцонитовый	180	37	25	17	21	0,4	0,4
149. *si*-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
XXXV. Соммаитовые							
152. Меаркитовая	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
XXXVI. Калидиоритовые							
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
XXXVII. Лампроитовые							
159. Лампросиенитовый	150	23	46	13	18	0,6	0,6
160. Уйомминглам роитовый	165	18	41	14	27	0,8	0,75
161. Мурчиалам роитовый	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
XXXVIII. Шонкинитовые							
165. Йогоитовый	145	22	40	20	18	0,5	0,55
166. Нормально шонкинитовый	100	18	47	23	12	0,5	0,65
XXXIX. Мелашонкинитовые							
167. Кайанитовый	90	13	55	23	9	0,6	0,7
168. Калигорнблендитовый	100	14	60	17	9	0,4	0,8
XL. Миссурит-альнеитовые							
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. Калиголценитовый	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 пиралловые магмы:							
1. Рагланитовая (рагланит)							
2. Плумазитовая (плумазит, эунганнонит).							

ГРУППА ПЕРИДОТИТОВ И ПИРОКСЕНИТОВ

Группа перидотитов и пироксенитов с их крайне редко встречающимися излившимися аналогами характеризуется теснейшей связью как в минералогическом и химическом отношении, так и в отношении условий нахождения в земной коре совместно с породами габбро-норитовой группы, по отношению к которой они играют второстепенную роль.

Для этих пород характерно то, что они 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 оливин и пироксены, т. е. минералы, лишенные гидроксила и других летучих компонентов. Одновременно из этих минералов оливин является ненасыщенным SiO_2, и в случае малого содержания в нем фаялитовой молекулы отличается значительной температурой плавления. Салических светлоокрашенных минералов очень мало, или они в них отсутствуют совершенно. Обычно содержание их не превышает 10%. Несмотря на последнее, в составе этой группы пород химический анализ все же обнаруживет присутствие салических окислов, распределенных частью среди фемических минералов.

Минералогический состав их следующий.

Первичные минералы: главные — оливин, пироксены, реже амфиболы, еще реже биотит, иногда магнетит, хромит; второстепенные — магнетит, ильменит, пирротин, хромит, пикотит, шпинель, корунд, гранат, основной плагиоклаз, алмаз и др.

Вторичные минералы, разной температуры образования: серпентин (антигорит и хризотил), уралит, хлорит, тальк, эпидот, кальцит и другие карбонаты, кварц, гидраты окислов железа, иногда также цеолиты (табл. V, рис. 1—6).

Общее название этих пород — породы ультраосновные, или ультрабазиты, так как они содержат много окислов щелочноземельных металлов и железа и сравнительно очень мало кремнекислоты, также гипербазитовые, или гипербазиты.

Среди этих пород различают несколько групп, в зависимости от главнейшего минерала или группы минералов, всегда в них присутствующих, или от условий образования, именно: 1) перидотиты — главный, постоянно присутствующий в них, минерал — оливин, 2) пироксениты — главные, постоянно присутствующие, минералы — пироксены (ромбические или моноклинные или те и другие одновременно), 3) горнблендиты — главный минерал амфибол, 4) биотититы — главный минерал биотит, 5) рудные базиты — главные минералы — окисно-рудные, 6) пикриты — излившиеся аналоги ультрабазитов.

Перидотиты и пироксениты

К перидотитам относятся ультраосновные зернистые породы, лишенные полевых шпатов и их заместителей и состоящие из темных минералов, среди которых преобладает оливин; в присутствии особенно большого количества пироксена получаются

пироксениты. Они представляют собой крайние члены дифференциации магмы; относятся к так называемым мономинеральным или анхимономинеральным горным породам (ανχι — почти) (табл. V, рис. 1, 2 и 6).

Эти породы тесно связаны обычно с породами группы габбро, представляя продукты концентрации темных составных частей их.

Перидотиты и пироксениты то среднезернисты, то иногда крупнозернисты, обыкновенно окрашены в темнозеленый, темнобурый до почти черного цвета, редко они светлозеленые.

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 свежих зернах; в большинстве случаев переходит в серпентин и приобретает темнозеленую, почти черную окраску. В шлифе оливин всегда бесцветен или слабожелтоватый.

Из пироксенов особенно часто присутствуют ромбические пироксены, диопсид, авгит, хромовый диопсид; реже пироксенов 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 в кристаллизующейся перидотитовой магме. Среднее содержание магнезиально-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.

Б. М. Куплетский удачно предлагает разделять ультрабазиты (пироксениты и перидотиты) на группы, основываясь на содержании в них оливина:

100—85% оливина	дуниты и оливиниты
85—70% „	пироксеновые оливиниты
70—30% „	перидотиты
30—10% „	оливиновые пироксениты
10—0 % „	пироксениты

Дуниты характеризуются составом почти исключительно из оливина (в среднем содержат 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.

Замечательными по содержанию платины, осмия, иридия являются 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, Вересовой, Косвинского Камня, Тылая, Денежкина Камня. У поверхности они серпентинизированы, с глубины 400—450 *м* серпентинизация исчезает. В них рассеяны скопления и зерна хромита, в которых присутствуют выделения самородной платины. Там, где заканчивается серпентинизация дунитов, они носят характер чисто мономинеральных пород, с содержанием оливина свыше 98—99%. Удельный вес дунита у поверхности 2,7, на глубине 3,25. Структура отличается наличием миаролитовых пустот; при бурении выделялось большое количество газов, в составе которых присутствовали H (65,5%), N (20,7%); CH_4 (9,5%), O (3,3%); сумма редких земель 0,22%, гелий отсутствует. Среднее содержание платины, по Заварицкому, около 20 *мг* на 1 *т*. Некоторые считают, что дуниты Урала являются продуктами дифференциации магмы и выкристаллизовались из жидкого магматического расплава, содержавшего минерализаторы, в результате дифференциации габбровой магмы, но не образовались путем аккумуляции выделяющихся при кристаллизации кристаллов оливина и хромита.

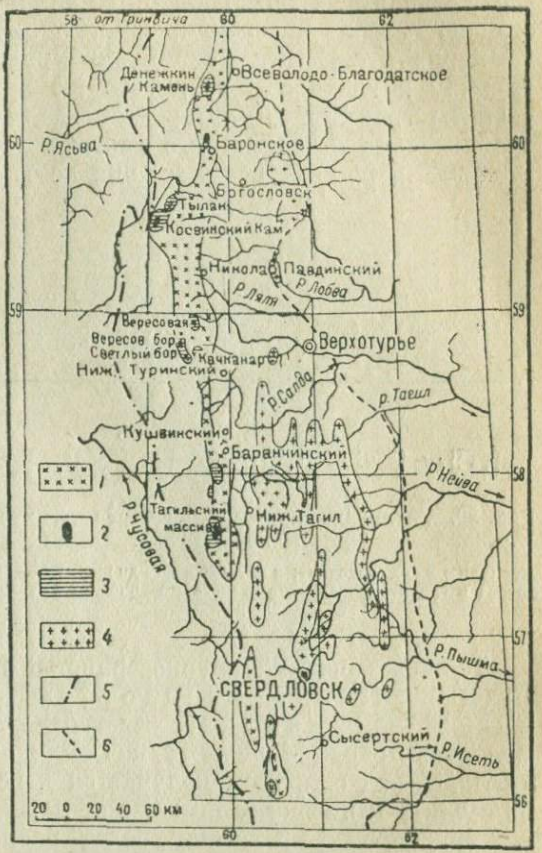


Рис. 19. Карта развития габбро-перидотитовых пород на Урале.

1 — габбро (и другие полевошпатовые породы) платиноносного плутонического комплекса; *2* — дунит; *3* — пироксенит; *4* — основные глубинные магматические породы, не относящиеся к платиноносной зоне; *5* — западная граница распространения кристаллических пород на Урале; *6* — западная граница третичных отложений.

Уральский комплекс сложен, согласно Заварицкому, главным образом породами габбровой группы, среди которых преобладают габбро. Он рассматривает его как огромное лакколитообразное тело, возможно, типа факолита, 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 про-

цессе дифференциации данного комплекса горных пород играла роль гравитационная дифференциация.

Сходные с уральскими месторождениями платиноносных гортонолитовых дунитов имеются в Трансваале, где они залегают не среди лакколитовых образований габбровых пород, как это имеет место на Урале, а среди огромного норитового лополита Бушвельда; 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.



Рис. 20. Геологические профили через дунитовые массивы Урала.

1 — дунит; *2* — пироксенит; *3* — габбро; *4* — диориты; *5* — гранодиорит и гранит; *6* — древняя толща вулканических и осадочных пород.

Согласно Дюпарку, имеется два различных типа дифференциации габбровых пород: на Урале и в Трансваале; на Урале — тип концентрической дифференциации, в Трансваале — послойной. Следует, однако, иметь в виду, что и на Урале в габбро также наблюдается слоеобразная дифференциация.

Темноокрашенный крупнозернистый верлит (табл. V, рис. 1) и диаллаговые перидотиты состоят из оливина и авгита или диаллага; выступают в Венгрии, в окрестностях Волновахи около Мариуполя, на Северном Урале. При преобладании диаллага над оливином получается косвит — переходная форма от верлита к пироксенитам; в нем магнетит выпал последним, выполнив промежутки между более ранними продуктами кристаллизации — оливином и пироксеном; косвит образует линзу в массиве габбровых пород на Косвинском Камне (Урал).

Существуют также так называемые «постериорные перидотиты», т. е. вторичные, образовавшиеся не магматическим, а метаморфическим путем. Такие породы залегают иногда среди метаморфических осадочных пород. Для таких вторичных перидотитов, образовавшихся из осадочных пород, Саломон предлагал (1891 г.) название контакт-пироксенитов, Аршинов (1937 г.) — пироксеновых и оливиновых камней, в том случае когда генезис неясен и постериорных пироксенитов, энстатититов, энстатит-оливинитов, оливин-энстатититов и т. д., когда первичное осадочное происхождение их не вызывает сомнения. Решается вопрос по условиям залегания этих пород и характеру вмещающих пород. Следует отметить, что в постериорных перидотитах оливин содержит меньше форстеритовой молекулы, а в ромбическом пироксене

меньше энстатитовой молекулы, чем гиперстеновой. Оливин-бронзитовые породы Борзовского месторождения, по Коптеву-Дворникову и Е. А. Кузнецову, являются также породами метаморфическими.

Лерцолит — от крупно- до мелкозернистого, оливково-зеленый; образован оливином, диопсидом и энстатитом, к которым присоединяются в незначительном количестве некоторые другие минералы, в том числе пикотит, гранат и др. Лерцолит выступает на Урале, в Пиренеях (Ариеж), в Лигурийских Апеннинах и др.

Гарцбургит (саксонит) состоит из оливина и ромбического пироксена (бронзита или энстатита); известен на Урале, в Финляндии, в Колорадо; в Орегоне он содержит никелевые руды.

Редко встречающийся роговообманковый перидотит (кортландит, шрисгеймит) (табл. V, рис. 2) 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).

Слюдяные перидотиты встречаются очень редко; состоят из оливина и биотита, выступают близ Гарцбурга (с зеленой шпинелью и титанистым железняком), в Кентукки и др.

Среди пироксенитов, состоящих главным образом из какого-либо пироксена, различают диаллагиты, гиперстениты, бронзититы; вебстерит характеризуется одновременным присутствием ромбического и моноклинного пироксена, ариежит (Пиренеи) — присутствием диопсида и бронзита с шпинелью и гранатом. Все эти породы обыкновенно сопровождают породы габбрового характера; так, например, пироксениты (диаллагиты) Урала очень широко распространены, образуя небольшие массивы, особенно крупные у Качканара, в Синих горах, Таловских горах; состоят главным образом из диаллага с небольшой примесью оливина и магнетита; в районе Полярного Урала развиты также энстатитовые пироксениты. Особенно крупные массивы перидотитов имеются в районе Рай-Иза на Полярном Урале. Имеются отличия перехода этих пород к габбровым породам; именно в платиноносных районах Урала переходы от дунита к габбро, согласно Заварицкому, следующие: дунит—верлит—пироксенит—габбро; в районе Рай-Иза: дунит (мало)—саксонит (много)—верлит (мало)—диаллагит—габбро. Отсюда следуют и выводы относительно генезиса и платиноносности.

Для пироксенитов характерно то, что они обычно образуют сравнительно небольших размеров участки, а также шлиры, как среди перидотитов и серпентинитов, так и в районах развития габбровых пород.

Совершенно второстепенную роль играют горнблендиты.

Эти равномерно темноокрашенные породы характеризуются тем, что существенной составной частью их является роговая обманка; подчиненную роль играют биотит, пироксен, оливин и др. Эти породы выступают в связи с лерцолитом в Пиренеях, с дунитом — в Валлисе (Швейцария), с диоритами — в Оденвальде (близ Гейдельберга). Часто они представляют собой продукты перекристаллизации пироксенов во время эпимагматических процессов; наблюдаются переходы пироксенитов в горнблендиты около жил плагиаплитовых и пегматитовых жил.

В Пиренеях присутствие их установлено среди осадочных пород вблизи лерцолитов.

Особняком от перечисленных пород стоят своеобразные сагвандиты Норвегии, отличающиеся составом из 90% бронзита, 9% магнезита и 0,9% талька. Породы, близкие к сагвандитам, выступают в районе Сыссертского антофиллитового месторождения, где они состоят из магнезита, форстерита, энстатита и талька и тесно связаны условиями залегания с серпентинитами. Розенбуш относит сагвандиты к осадочным породам.

Рудные ультрабазиты обычно образуют небольшие сегрегации в габбровых массивах, иногда также они представляют небольшие жильные образования. Особенно часто рудные ультрабазиты представляют собой магнетитовые руды. К ультрабазитам принадлежит в частности магнетитовый оливинит — черная оливиновая порода, особенно богатая магнетитом. Он состоит из зерен оливина, цементированных титано-магнетитом (титансодержащим магнетитом), с содержанием последнего до 39%, иногда и выше (сидеронитовая структура); примешаны зерна зеленой шпинели (плеоназта). Между прочим, выступает на горе Качканар. Удельный вес до 3,56.

К рудным ультрабазитам относятся также сегрегации хромитов (хромитовые руды), приуроченные к дунитам и серпентинитам и образовавшиеся из них; они выделились частью и позже оливина (Северный и Южный Урал, Северный Кавказ, р. Малка, Армения и др.).

Перечисленные выше разновидности принадлежат к ряду щелочноземельных пород; кроме того, известны пироксениты и перидотиты ряда щелочных пород, в которых присутствуют пироксены, содержащие щелочи: щелочные перидотиты и пироксениты. Эти породы в то же время характеризуются содержанием довольно значительного количества TiO_2, в отличие от таких же пород щелочноземельного ряда. Сюда относятся якупирангиты Бразилии, состоящие из титанавгита с магнетитом и примесью перовскита, апатита, цеолитизированного нефелина.

Эти породы, тесно связанные с щелочными ультраосновными породами, рассмотрены в конце описания магматических пород.

Пикриты и пикритовые порфириты

Пикриты и пикритовые порфириты, излившиеся аналоги глубинных перидотитовых пород, характеризуются отсутствием плагиоклаза; они мелко- и среднезернисты, черные

или зеленовато-черные; состоят из авгита или зеленоватого хромдиопсида и оливина, с примесью небольшого количества апатита, реже роговой обманки, иногда плагиоклаза.

Пикритовые порфириты отличаются от пикритов порфировой структурой; образуют небольшие жилы и внедрения, сопровождая диабазовые породы в нижнем девоне в области Рейнских сланцевых гор.

Пикритовые порфириты вообще встречаются очень редко. Химический состав их тождествен с составом перидотитовых пород. К пикритам относятся также их туфы, в частности носящие названия кимберлитов; последние состоят из серпентинизированной основной первично-стекловатой массы. Среди вкрапленников преобладает оливин (60%), частично в виде корродированных кристаллов. Кроме того, присутствует до 14% кальцита, как продукта замещения мелилита, 13% флогопита, 6% пиропа и диопсида, 7% хромита, магнетита, апатита и перовскита. Повидимому, это туффит — смешанная порода; она характеризуется содержанием алмазов, выполняет трубки взрыва в Южной Африке; по своему составу ближе всего стоит к щелочным породам.

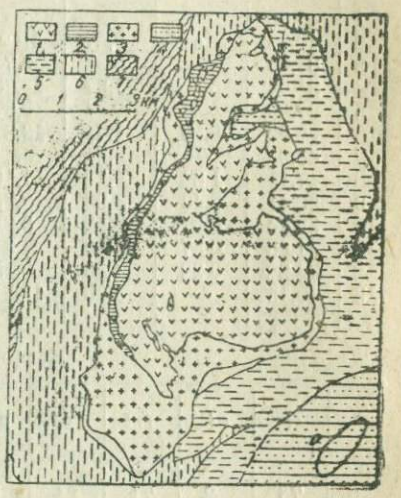


Рис. 21. Платиноносный дунит и связанные с ним породы (Нижний Тагил — Урал).

1 — дунит; *2* — серпентин, образовавшийся из дунита; *3* — пироксенит; *4* — биотитовое габбро; *5* — роговообманковое габбро и диорит; *6* — плагиоклазовые амфиболиты; *7* — кристаллические сланцы (Высоцкий).

Характерным является то, что ультраосновная магма дает только в исключительных случаях излившиеся породы; согласно Боуэну, это связано с тем, что ультраосновные породы образовались путем выделения кристаллов оливина и пироксенов из габбровой магмы и опускания этих кристаллов, как особенно тяжелых, сравнительно с жидкой магмой, на дно магматического бассейна, где они образовывали массу, слишком вязкую для того, чтобы она имела возможность изливаться на поверхность земли.

Пироксениты и перидотиты обычно тесно связаны с габбро-норитовыми массивами, реже их находят как краевые фации гранитных массивов, где они образовались как продукт краевой дифференциации магмы.

В химическом отношении ультрабазиты характеризуются малым содержанием кремнекислоты, глинозема и ничтожным количеством щелочей. Содержание SiO_2 колеблется в пределах, близких к 40%, понижаясь в некоторых случаях до 34%, в рудных ультрабазитах и ниже, почти до 0%. В большом количестве присутствует MgO (до 49%, иногда и больше) и FeO (до 17%, иногда и больше), также Fe_2O_3. С увеличением CaO уменьшается содер-

жание MgO. Характерно почти постоянное присутствие Cr_2O_3 (около 0,5%) и NiO.

Некоторые породы (дуниты) почти совершенно лишены CaO, в то время как другие (ариежиты) содержат много CaO, а также некоторое количество глинозема.

Таблица 9

Химические анализы ультрафемических (ультрабазитовых) пород

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	42,80	—	—	—	9,40	47,38	—	—	—	0,57
2	40,03	Нет	0,57	Нет	8,29	48,80	Нет	—	—	1,28
3	38,06	—	0,31	6,72	5,29	39,91	0,52	—	—	8,35
4	31,84	—	1,37	15,63	14,25	33,10	0,91	—	—	2,49
5	36,89	—	0,44	3,87	5,63	43,70	0,10	0,32	0,00	7,73
6	38,92	0,83	1,73	13,83	11,50	17,67	13,80	Нет	Нет	1,78
7	44,94	—	4,84	4,64	6,75	23,16	14,70	—	—	1,44
8	47,15	1,84	5,12	1,19	7,17	12,91	20,81	0,59	0,23	1,09
9	50,41	0,48	4,98	2,75	7,42	18,07	14,26	0,48	0,20	—
10	39,54	0,67	8,42	3,21	8,44	24,46	5,40	0,39	0,14	8,42
11	41,56	0,37	13,58	4,31	9,29	20,98	4,13	1,17	0,34	3,97
12	44,22	0,22	4,46	3,85	6,73	25,08	8,06	0,13	0,44	5,65
13	40,15	—	4,60	12,24	10,87	15,01	17,26	—	—	0,40

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	
6	76	2	71	24	0	0	0,6	Магнетитовый диаллагит
7	80	5	70	25	0	0	0,8	Верлит
8	94	6	50	43	1	0,2	0,7	Верлит
9	86	5	65	29	1	0,2	0,8	Пироксенит
10	72	9	80	10	1	0,2	0,8	Пикрит
11	73	14	76	8	2	0,1	0,7	Пикрит полевошпатовый
12	84	5	80	14	1	0,7	0,8	Пикрит
13	59	4	66	30	0	0	0,6	Косвит

1. Дунит. Горы Дун. Новая Зеландия. 2. Дунит с глубины 500 *м*. Нижний Тагил. Урал. 0,50% Cr_2O_3. 3. Дунит. Северный Урал. 1,39% Cr_2O_3 4. Дунит, богатый магнетитом. Косвинский Камень. Северный Урал. 5. Дунит. Таловские горы. Южный Урал. Серпентинизирован (Аршинов). 6. Магнетитовый диаллагит. Полярный Урал. 7. Верлит. Косвинский Камень. Северный Урал. 0,76% Cr_2O_3. 8. Верлит. Приазовье 1,03% Cr_2O_3, следы Ni. 9. Пироксенит. Анабар. 10. Пикрит. Новая Земля. 11. Полевошпатовый пикрит. Алаверды. 12. Пикрит. Шотландия. 13. Косвит. Северный Урал.

Формы залегания —обычно характерные для глубинных пород. Глубинные породы образуют частью самостоятельные, иногда крупные, в десятки километров в поперечнике, массивы интрузии, в других случаях включены в виде отдельных линз, штоков, сегрегаций среди габбровых пород, пироксениты также среди пе-

ридотитов. В редких случаях дуниты переслаиваются с перидотитами; иногда, в частности дуниты, образуют небольшие жилы, что связано с присутствием в ультрабазитовой магме также и летучих компонентов. Отдельные перидотитовые массивы в районе Полярного Урала (Пай Эр) достигают длины до 180 *км* при ширине 13—18 *км*.

Редко наблюдаются потоки их (пикриты и пикритовые порфириты).

Процессы изменения ультрабазитов

Ультрабазиты довольно часто подвергаются значительному преобразованию, часто под влиянием автометаморфизма, т. е. при более или менее значительных температурах после своей кристаллизации под влиянием летучих компонентов, в первую очередь воды, которые выделяются из кристаллизующейся магмы, частью под влиянием окружающих пород — гранитов и др. Особенно часто процесс изменения этих пород идет по пути образования серпентинитов (змеевиков), т. е. преобразования главных составных частей — оливина; в ряде случаев имеет место также превращение пироксенов в серпентин-волокнистый хризотил или тонкопластинчатый антигорит. По мнению В. Н. Лодочникова, серпентиниты образуются только за счет оливиновых пород; шире распространено мнение, более близкое к действительности, согласно которому главная масса серпентинитов образуется не только из дунитов или чисто оливиновых пород, но и из перидотитов, возможно также и из пироксенитов.

В крупнейшем (Баженовском) районе развития хризотил-асбеста содержащий его серпентин образовался главным образом из гарцбургитов, частью из пироксенитов, по мнению В. Н. Лодочникова, из оливиновых пород.

Обычно серпентинизация происходит в конце магматического процесса под влиянием тех минерализаторов, которые выделяются из более глубоких горизонтов, где магма продолжает кристаллизоваться (автометаморфизм), но ни в коем случае не является результатом выветривания; она происходит частью (Баженовский район) и под влиянием гранитных интрузий.

В зависимости от того, какие именно вещества вызывают серпентинизацию магнезиальных силикатов, различают процессы гидратизации, силифицирования и карбонатизации по следующим уравнениям:

$$2Mg_2SiO_4 + 3H_2O \rightarrow H_4Mg_3Si_2O_9 + Mg(OH)_2 \text{ (брусит)}$$
$$3Mg_2SiO_4 + 4H_2O + SiO_2 \rightarrow 2H_4Mg_3Si_2O_9 \text{ (серпентин)}$$
$$2Mg_2SiO_4 + 2H_2O + CO_2 \rightarrow H_4Mg_3Si_2O_9 + MgCO_3 \text{ (магнезит)}$$

Действительно, в ряде мест в области развития серпентинитов имеются скопления чаще всего магнезита (Саткинское, Халиловское месторождения), иногда также и брусита (например Снарум, Киргиз-Ата в Алтайском хребте).

Что в основных магмах могут присутствовать минерализаторы, очевидно по присутствию в основных породах гидроксила, иногда

также турмалина, например в некоторых серпентинитах Урала (Дюпарк, 1914 г.), Пиреней (Лакруа, 1914 г.), Калгурли в Австралии (Томсон, 1913 г.).

Предполагают, что серпентинизация оливиновых пород вызывается действием концентрированных растворов, содержащих кремнекислоту, щелочные карбонаты, хлористые соединения, углекислоту и, вероятно, другие минерализаторы.

В том случае, когда процесс серпентинизации связан с воздействием на первичные ультрабазиты гранитных магм, можно, согласно Е. А. Кузнецову и В. С. Коптев-Дворникову, различать следующие последовательные 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 пневматогидротермальная. Развивается амфибол, частично также магнетит, позже образуются апатит, магнетит, шпинель и вермикулит (биотит).

III. Фаза гидротермальная. Идут процессы хлоритизации, серпентинизации и карбонатизации.

Данные бурения дунитов Урала (Заварицкий, 1928 г.), однако, указывают, что давление задерживает процесс серпентинизации и что на глубине 400—450 *м* серпентинизация отсутствует.

Серпентиниты обычно плотные, матовые, с занозистым изломом, желтовато-зеленого, грязно-темнозеленого цвета — в присутствии хлорита, черного — в присутствии магнетита или хромистого железняка, красно-бурого — в присутствии гидратов окислов железа; окраска часто пятнистая или полосатая. Чаще всего встречается хризотиловый, или волокнистый, серпентин, реже — антигоритовый, или листоватый, серпентин; последний состоит из мелких листочков антигорита, располагающихся в общем параллельно (011) оливина и обусловливающих этим решетчатую структуру породы. Серпентиниты встречаются преимущественно в областях, где развиты габбровые и перидотитовые породы; так, серпентиниты в большом количестве в СССР встречаются на Урале, Северном Кавказе, Закавказьи и в других районах; в Финляндии, в Вогезах, Шварцвальде.

В зависимости от пород, из которых образуются серпентиниты, различают аподунитовые, аполерцолитовые, апоперидотитовые, апопироксенитовые серпентиниты и т. д.

В ряде случаев происходит превращение перидотитов также в амфиболовые породы. Характерный пример дает переход перидотита острова Скай (в Шотландии) в актинолитовую породу (амфиболит), почти без изменения химического состава, что видно из нижеприведенных данных (табл. 10).

Преобразование пироксенитов происходит также в направлении замены их амфиболовыми породами, приобретающими массивное, а иногда и сланцеватое строение.

Продукты преобразования ультрабазитов в дальнейшем продолжают изменяться по мере изменения условий давления и тем-

Таблица 10

Химические анализы серпентинитов, перидотита и амфиболита

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании	Cr_2O_3
1	38,02	—	0,10	6,96	2,95	36,02	0,96	—	—	12,97	0,27
2	37,33	—	0,84	7,30	—	37,39	—	—	—	16,63	0,36
3	42,63	5,85	3,23	3,59	7,08	25,81	4,25	0,45	0,98	6,37	—
4	40,90	1,70	7,56	3,01	7,31	29,63	5,40	0,08	0,37	2,98	—

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	
3	78	3	87	8	2	0,6	0,8	Перидотит
4	64	7	83	9	1	0,7	0,8	Актинолитовый перидотит

1. Хризотиловый серпентинит (апогарцбургитовый). Река Лаба. Кавказ. 2. Апогарцбургитовый серпентинит. Халиловский район (1937). ВИМС. 0,22% NiO. 3. Перидотит, образующий дайку. Шотландия. 4. Актинолитовый амфиболит, образовавшийся из того же перидотита. Шотландия.

пературы в земной коре; 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, оталькования) и т. д.

Рудообразование, связанное с ультрабазитами

Оливиновые породы и продукты их преобразования имеют большое практическое значение, так как они часто содержат месторождения различных руд и полезных ископаемых. Так, к ним приурочены в ряде мест Среднего и Южного Урала многочисленные месторождения хромита, на Северном Урале — коренные месторождения платины; в долине Миасса (Урал) — месторождения 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 дунитах и аподунитовых серпентинитах, чаще всего в виде хромита, реже — хромовой шпинели, пикотита; 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 его, приуроченные к перидотитам и серпентинитам, имеются на Урале на Сарановской горе близ Бисерного завода севернее Свердловска, в Верхненейвинской даче, Шайтанской даче, Нижнетагильском округе, в Халиловском районе и др., образуя полосу, вытянутую севернее Свердловска и до Южного Урала — южнее Орска. Характерно то, что хром содержится частью в хромите, частью в других месторождениях, например Сарановском, в пикотите. Хромит образует шлиры, часто располагающиеся рядами, иногда изогнутыми.

С перидотитами и серпентинитами связаны также месторождения никеля, первично содержащегося в оливине (до 0,26%) и ортопироксене. При разрушении этих силикатов никелевые соединения выполняют трещины в серпентинитах, образуя никелевый серпентинит или гарниерит, в котором содержание окиси никеля может достигать 48,6%, обычно в среднем до 6%, местами 20—30% (Новая Каледония). С образованием серпентинитов из перидотитов связаны также месторождения никеля на Урале в районе Ревдинской дачи, в Новочеремшанском месторождении и Нижнеуфалейской дачи, а также Халилова и Актюбинска.

Первоисточником платины является дунит и в очень малой степени пироксенит; платина на Урале присутствует в них 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; примерные анализы следующие:

	Из перидотита		*Из пироксенита*	
	Тагил	Иссы	Урал	Трансвааль
Pt	78,99	83,19	88,93	84,00
Os + Ir . .	1,45	4,41	0,33	2,30
Pb . . .	5,31	3,00	0,99	0,30
Cu . . .			0,08	Следы
Fe	14,77	8,70	7,03	12,80

Состав платины значительно меняется не только от месторождения к месторождению, но и в одном и том же месторождении. Можно думать, что платина со всеми примесями, являясь последним продуктом кристаллизации, дает смесь со всем оставшимся в жидкой массе. Иногда встречается самородное железо. При разрушении серпентинитов образуются иногда крупные скопления магнезита (Саткинское и Халиловское месторождения). Они же дают начало ценнейшим огнеупорам — тальковым, тальково-хлоритовым, хлоритовым, также тальково-магнезитовым породам, в огромных массивах развитым на Урале.

Кроме содержания в пироксенито-перидотитовых массивах значительных количеств ценнейших полезных ископаемых, притом обычно присутствующих в них в качестве их составных частей, те же породы имеют важнейшее промышленное значение еще и по той причине, что они иногда обладают специаль-

ными структурами, дающими ценный продукт в виде только к ним приуроченных хризотил-асбестов (Баженовское месторождение асбеста на Урале).

ГРУППА ГАББРО И БАЗАЛЬТОВ

В состав пород, получающихся в результате застывания габброидной или базальтовой магмы, входят в качестве главных минералов одновременно как темноцветные (фемические) минералы, так и светлые (салические), представленные: первые преимущественно пироксенами и оливином, 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; получаются породы, относящиеся к типу анхиэвтектических, т. е. близких к эвтектическим (ανλ — почти). Эти породы могут плавиться при более низких температурах, чем каждая группа минералов в отдельности, образуя анхимономинеральные (почти мономинеральные) породы.

По Куплетскому, средний состав габбровых пород характеризуется отношением плагиоклазов к темноцветным минералам, близким к 53 : 47 для мезократовых габбро.

Вторая характерная для этих пород особенность заключается в том, что они относятся к типу пород, магмы которых характеризуются более значительным содержанием летучих компонентов, чем магмы гипербазические; в совокупности это ведет к образованию сравнительно легко подвижных магм при температурах 1000—1200°.

Наконец, для этих пород характерно то, что главные минералы — как оливин и пироксены, так и основные плагиоклазы — получаются при кристаллизации сухих расплавов и не требуют для своей кристаллизации присутствия сколько-нибудь больших количеств минерализаторов.

Со всеми этими особенностями связан ряд характерных свойств габбро-базальтовых магм и образующихся из них пород как глубинных и интрузивных, так и излившихся, входящих в состав этой группы.

Химический состав габброидно-базальтовых магм, следовательно, и пород группы габбро-базальта отличается от состава 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 и в сравнительно малом окись калия, которая в ряде случаев почти совершенно отсутствует.

Благодаря всем этим особенностям габброидно-базальтовые магмы отличаются малой вязкостью, легкой подвижностью, в то же время сравнительно высокой температурой плавления, часто близкой к 1250° С. Они легко кристаллизуются не только при застывании в глубинных условиях, но и на поверхности земли;

при излиянии дают в большинстве случаев яснокристаллические породы с малым содержанием стекла; в глубинных условиях застывания часто дают в значительной степени крупнозернистые породы.

Породы группы габбро-базальта тесно связаны постепенными переходами, с одной стороны, с гипербазитами при увеличении содержания окислов железа и магния и уменьшении кремнекислоты, и следовательно, при уменьшении содержания плагиоклазов; с другой стороны, не менее постепенные переходы наблюдаются в ряде случаев между ними и более кислыми и бедными окислами магния и железа породами диорита — андезита.

Среди пород габбро-базальтовой группы 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 пород этой группы.

Широкое распространение излившихся базитов тесно связано с жидкостным состоянием габброидно-базальтовой магмы.

В состав пород группы габбро-базальтов (базитов) входят следующие минералы.

Первичные минералы: главные — основной плагиоклаз (лабрадор-битовнит, иногда и более основной, редко до андезина), ромбические и моноклинные пироксены, оливин, 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

Глубинные горные породы, относящиеся к группе габбро (табл. VI, рис. 2—6; табл. VII, рис. 1—4), — массивные, зернистые, состоящие из основного плагиоклаза и темных минералов; эти последние, в соответствии со схемой Боуэна, представлены в большинстве случаев *пироксеном и оливином* — минералами, не содержащими гидроксила, реже роговой обманки, в состав которой входит незначительное количество гидроксила, в исключительных случаях также более богатым гидроксилбиотитом. От пироксенито-перидотитовых пород габбро отличаются тем, что в их состав входит, как главная составная часть, новый минерал — плагиоклаз. Имеются промежуточные типы перидотитов и пироксенитов с незначительным содержанием плагиоклаза, например ариежиты.

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.

Кроме упомянутых выше минералов, часто присутствуют в ка-

честве второстепенных составных частей апатит, магнетит (часто содержащий титан), титанистый железняк; в более основных присутствует также плеонаст.

Плагиоклазы чаще всего принадлежат лабрадору до битовнита, обычно окрашены в белые, серые, нередко, благодаря присутствию включений титанистого железняка, в темные цвета до почти черного; часто табличаты по (010). Двойники — по альбитовому закону, реже также по периклиновому и другим законам; зональная структура обычно отсутствует. При разрушении плагиоклазы переходят в агрегат, богатый минералами группы эпидота (соссюрит); нередко при разрушении плагиоклазов габбровых пород выделяется в довольно большом количестве кальцит. Для некоторых габбровых пород характерна яркая игра цветов на плоскости (010) плагиоклазов (габбровые породы Киевской и Волынской областей, Финляндии, Скандинавии), обусловленная закономерно располагающимися тонкими иголочками ильменита.

Ортоклаз присутствует в габбровых породах лишь изредка и в некоторых типах, как, например, в габбровых породах Волынской и Киевской областей, иногда Урала и др. (табл. VII, рис. 6).

Из моноклинных пироксенов часто присутствует клинопироксен, именно диопсид и диопсидовый авгит, нередко с металлическим отливом и отдельностью по (100) (разновидность его диаллаг), часто табличатый по этой плоскости, окрашенный в черный или зеленый цвет, в шлифе почти бесцветный авгит. Клинопироксены иногда переходят в агрегат зеленой роговой обманки волокнистого характера (уралит). Часто клинопироксены образуют неправильные скелетные формы, проросшие табличатыми кристаллами плагиоклаза (эвтектическая структура).

Для ряда габбровых пород характерно присутствие авгита, содержащего титан (титан-авгит) в шлифе со слабо фиолетовым оттенком и часто заметной дисперсией биссектрис.

Из ромбических пироксенов встречаются бронзит и гиперстен черного цвета, с такими же часто идиоморфными очертаниями, как и клинопироксен, в других случаях в виде округлых зерен. Иногда бронзит и гиперстен образуют реакционные оболочки вокруг оливина. Первичная роговая обманка присутствует обыкновенно в виде изометричных зерен коричневого цвета в шлифе, вторичная окрашена в зеленый цвет. Биотит образует черные листочки, в шлифе коричневые. В части габбровых пород присутствует оливин в виде округлых блестящих зеленоватых, желтоватых, буроватых или черно-бурых зерен; часто переходит в серпентин, и тогда приобретает более жирный блеск. В шлифе обыкновенно бесцветен, превращен в серпентин. Ильменит часто окружен оболочками из лейкоксена; количество его иногда довольно значительно. Магнетит и титано-магнетит образуют неправильные черные зерна; реже магнитный колчедан и пирит. В оливиновых габбро присутствуют иногда черный хромит и пикотит.

В ряде случаев скопления магнитного колчедана, пирита, маг-

нетита настолько велики, что представляют собой промышленные руды.

Относительные количества темных и светлых минералов крайне разнообразны: имеются все три типа — лейкократовые, мезотипные и меланократовые; смены их происходят часто на небольших протяжениях в одном и том же габбро-норитовом массиве; по большей части они носят мезотипный характер.

Структура габбровых пород непостоянна; она иногда приближается к структуре гранитных пород и в таком случае характеризуется довольно резко выраженным гипидиоморфизмом минералов, входящих в состав таких габбро; ясно заметно более раннее выделение темноцветных минералов и последующее за ними выделение плагиоклазов. В других случаях наблюдается структура, близкая к офитовой, при которой плагиоклаз отличается значительным идиоморфизмом, образуя табличатые резко очерченные кристаллы, в то время как авгит и другие темноцветные минералы выполняют промежутки между ними; особенно резко она выражена в габбро-диабазах (табл. VIII, рис. 1). Наиболее характерна габброидная (габбровая) структура, с неясно выраженной последовательностью, хотя всегда заметен идиоморфизм авгита.

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 в таких относительных количествах, что они приближаются к типу эвтектических смесей.

Иногда благодаря присутствию отдельных более крупных кристаллов, чем кристаллы остальной массы породы, например плагиоклаза в более кислых разностях или пироксена в более основных (в меланократовых габбро Урала, так называемых тилаитах), получается порфировидная структура.

В некоторых случаях наблюдается также друзитовая структура, обусловленная тем, что вокруг округлых, частично растворенных зерен оливина образуются кольца из пироксена, как следствие реакции силикатного жидкого раствора ранее выделившимся ортосиликатом.

На границе между пироксенами и плагиоклазами образуется в свою очередь кайма другого вида, как результат реакционных воздействий силикатного раствора на пироксен, с образованием тонковолокнистого, частью зернистого, агрегата роговой обманки.

Нередко наблюдаются оболочки вокруг полурастворенных и округленных кристаллов оливина, состоящие внутри из примыкающего непосредственно к оливину гиперстена, снаружи из роговой обманки (актинолита) (келифитовые оболочки, табл. VIII, рис. 3).

Главные типы габбро. Под габбро понимают полнокристаллические, часто крупнозернистые, равномерно зернистые, иногда порфировидные породы, главными составными частями которых являются основной плагиоклаз и темноцветные минералы, преимущественно моноклинный пироксен.

В зависимости от того, чем представлены темноцветные минералы, различают ряд разновидностей, по большей части с раци-

циональными названиями, т. е. названиями, вытекающими из состава породы. Главные представители их следующие:

Оливиновые 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 (форелленштейн)	Оливин, основной плагиоклаз
Лабрадорит	Основной плагиоклаз, менее 10% темноцветных минералов
Габбро-сиенит	Авгит, основной плагиоклаз, калиевый полевой шпат (табл. VII, рис. 6)
Габбро-диорит	Авгит, андезин-лабрадор (табл. VII, рис. 5)

Кроме того, имеются некоторые редко встречающиеся типы несколько иного состава со специальными названиями.

Оливиновые габбро пользуются широким распространением, выступая во многих местах Урала, где они образуют крупные массивы во всех частях его, преимущественно на Северном и Среднем, в меньшем количестве на Южном Урале. В значительных количествах развиты среди других габбровые породы в Волынской и Киевской областях, на Кольском полуострове, в ряде мест Азиатской части СССР (Енисейский массив, Саяны, Алтай и т. д.), в Средней Азии, в Закавказье и ряде других мест.

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. Обычно такого рода габбро получились в результате амфиболитизации пироксенов, например в ряде мест Урала.

Богатые биотитом разновидности получили название биотитовых габбро; они мало характерны, встречаются крайне редко (оливин-биотитовые габбро встречаются, например, в Нижнетагильском округе). Габбро, состоящее из анортита и роговой обманки с шаровой структурой благодаря чередованию слоев, богатых то роговой обманкой, то анортитом, названо было наполеонитом или корситом; встречены на острове Корсик.

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, благодаря чему порода напоминает кожу форели (с. Горошки на Волыни). На Урале они не пользуются широким распространением.

Если отсутствуют темные элементы, получаются породы, состоящие почти исключительно из плагиоклаза, с содержанием до 10% темных минералов. Такая порода, окрашенная то в белый, то в се-

рый, темносерый и почти черный цвет, в зависимости от содержания в основном плагиоклазе тонких иголочек титанистого железняка, получила неудачное название а н о р т о з и т а (от французского названия плагиоклаза). В зависимости от того, какой именно плагиоклаз входит в ее состав, они могут получать названия по этому плагиоклазу. Особенно крупным распространением в ряде областей развития габбро-норитовых пород пользуются л а б р а д о р и т ы. Лабрадориты с прекрасной игрой цветов широко развиты в районе Киевщины и Волыни; особой красотой славится лабрадорит Нового Бобрика около Житомира, добывавшийся на постройку мавзолея, теперь — для экспорта. На Урале играют вполне подчиненную роль. Встречаются на Кольском полуострове (чисто белые), у озера Севан и др.

Своеобразная порода — г р а н а п л и т — представляет собой гранатовый плагиоклаз, образовавшийся путем автометаморфизма из кыштымитовой магмы в период отвердевания ее; состоит из граната и плагиоклаза.

Переход от габбровых пород к основным и лишенным полевого шпата породам представляет меланократовый тип габбро—т и л а и т. Главными составными частями его являются о л и в и н и а в г и т; основной п л а г и о к л а з играет в нем второстепенную роль; присутствуют — довольно много магнетита, в небольшом количестве шпинель, биотит, роговая обманка, гиперстен. Тилаит часто порфировидный, на небольших расстояниях переходит то в габбро, то в пироксениты.

С габбровыми породами нередко связаны железные руды, которые образуют в них жилы, резко отграниченные от окружающей породы, либо неправильной формы участки (ш л и р ы); шлиры представляют собой продукты дифференциации габбровой магмы; в них концентрировались железорудные минералы, в ряде случаев магнетит или в других — титано-магнетит, иногда также (реже) титанистый железняк. К числу таких месторождений относится месторождение ванадийсодержащего магнетита в г и п е р и т е (гиперстен-оливин-плагиоклазовой породе) около Таберга (в Швеции). Большую известность в настоящее время получили крупнейшие месторождения титано-магнетитов Урала, дающие железо для черной металлургии и двуокись титана, получающуюся частично как отход для лакокрасочной промышленности (титановые белила).

Переходной породой между габбро и диоритами является г а б б р о - д и о р и т (табл. VII, рис. 5).

В габбровых породах содержание темноцветных минералов почти равно количеству плагиоклазов, хотя чаще последние несколько преобладают. В зависимости от содержания темноцветных минералов и светлых минералов различают породы м е л а н о к р а т о в ы е (мела-габбро), мезотипные и лейкократовые (лейко-габбро). Так как плагиоклаз нередко окрашен в почти черный цвет, окраска габбровых пород не всегда соответствует их составу.

В среднем, содержание светлых минералов в габбро около 55%, темноцветных около 45%; в габбро такого рода содержание CaO довольно велико — достигает 9%.

Согласно Куплетскому, относительное количество лейкократовых, мезотипных и меланократовых пород следующее: 1 : 12 : 2,1.

Таблица 11

Количественная характеристика габбровых пород (1936 г.) по Б. М. Куплетскому

Тип	Серия			
	Процентное содержание плагиоклаза в плагиоклазовых породах			Процентное содержание пироксена в ультрабазитах
	пересыщенные кварцевые габбро и диабазы, %	нормальные, без кварца и оливина, %	недосыщенные оливиновые габбро и диабазы, %	пироксенит-оливинитовые породы, %
Лейколитовый	—	85—100 анортозит	80—95 форелленштейн	90—100 пироксенит
Лейкократовый	60—80	70—85 лейкократовое габбро	65—80	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 лишенного лабрадора, до лабрадорита, почти совершенно лишенного магнезиально-железистых минералов: дунит — перидотит — пироксенит — лабрадоровый пироксенит (5—20% лабрадора) — меланократовое габбро (20—40% лабрадора) — мезотипное габбро (40—60% лабрадора) — лейкократовое габбро (60—90% лабрадора) — лабрадорит (более 90% лабрадора).

Габбровые породы неразрывно связаны с диоритами, с которыми их соединяют иногда в одну группу. Шенд предлагает отделять диориты от габбро по относительному количеству темных минералов. Однако основным остается, по мнению ряда петрографов, проведение границы между диоритами и габбро по характеру плагиоклаза, что тесно связано с меньшим содержанием щелочей и значительно большим двухвалентных элементов (Ca, Mg, Fe). Эти химические особенности обусловливают присутствие в породах группы габбро в ряде случаев большого количества темных минералов и

основного плагиоклаза, с преобладанием в меланократовых разностях темных минералов, в лейкократовых светлых — плагиоклаза.

Другой характерный отличительный признак габбро от диоритов — замена характерных для габбровых пород пироксенов и оливина в диоритовых породах роговой обманкой, частично биотитом, т. е. минералами с гидроксилами. Присутствие роговой обманки в габбровых породах обычно связано с эпимагматическими (реакционными) преобразованиями пироксенов как во время остывания габбровой магмы, так и в более позднее время.

Содержание SiO_2 колеблется чаще всего от 45 до 50%, иногда больше, иногда несколько меньше. Количество Al_2O_3 колеблется между 10 и 20%; большее содержание Al_2O_3 указывает на большое содержание в породе плагиоклаза. Крайне непостоянно содержание FeO и MgO: первой — от 4 до 16%, иногда и более, второй — от 1,5 до 15% и более. Меньшим сравнительно колебаниям подвержено содержание CaO, обычно в пределах от 7 до 15%. Характерно довольно значительное содержание TiO_2. Что касается щелочей, то в огромном большинстве случаев преобладает Na_2O (5—6%), иногда лишь в некоторых содержащих ортоклаз габбро также в незначительной мере K_2O, содержание которого обычно менее 1%, но может повыситься и до 1,5%.

Таблица 12

Химический состав габбровых пород

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	49,03	0,44	17,87	2,73	5,22	5,81	11,02	3,01	1,38	2,75
2	47,60	2,04	15,60	4,39	8,20	5,84	10,00	3,82	0,86	—
3	48,64	0,83	19,62	1,13	4,72	8,02	13,89	2,22	0,25	0,72
4	47,50	1,63	16,90	3,01	6,30	7,54	13,65	2,38	0,17	—
5	36,46	6,20	9,17	9,45	12,20	7,75	16,24	1,16	0,06	0,52
6	51,09	2,15	15,46	1,10	7,48	7,80	11,45	2,15	1,06	—
7	49,23	0,15	14,55	1,28	6,78	14,44	12,01	0,38	—	—
8	55,16	0,65	13,84	2,12	6,89	8,23	10,10	1,89	0,60	0,67
9	48,18	0,60	15,10	2,08	5,86	11,03	9,36	2,12	2,12	3,99
10	54,08	0,90	18,05	1,52	6,27	5,57	8,63	2,77	1,05	0,54

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*
1	116	25	37	29	9	0,2	0,6	1,5
2	109	21	44	25	10	0,1	0,5	1,5
3	105	25	37	33	5	0,1	0,7	1,4
4	105	22	41	32	5	0,1	0,6	1,4
5	76	10	55	33	2	0,0	0,4	1,1
6	121	21	44	29	6	0,2	0,6	1,7
7	99	17	57	25	1	—	0,8	1,5
8	136	20	48	27	5	0,2	0,6	1,9
9	109	20	51	22	7	0,4	0,7	1,4
10	140	27	41	24	8	0,2	0,5	1,7

1. Габбро. Озеро Севан (Гинзберг). 2. Лейкократовое габбро. Патын. Кузнецкий Алатау (П. И. Лебедев). 3. Габбро. Кузнецкий Алатау. 4. Оливиновое габбро. Кузнецкий Алатау. 5. Рудное (титано-магнетитовое) габбро. 6. Оливиновый габбро-норит. Житомирская область. 7. Габбро-норит. Халиловский район. 8. Роговообманковое габбро. Албания. 9. Габбро. Кондома (Кашкай). 10. Габбро-диабаз. Поморский берег Белого моря (Д. С. Белянкин).

Таблица 13

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	50,16	1,64	18,51	1,88	9,29	5,97	7,90	2,72	0,80
2	48,24	0,97	17,88	3,16	5,95	7,51	10,99	2,55	0,89
3	46,49	1,17	17,73	3,66	6,17	8,86	11,48	2,16	0,78

Коэфициенты по Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*α*
1	123	27	45	20	8	0,2	0,5	1,6
2	110	24	42	27	6	0,2	0,6	1,5
3	100	22	46	25	6	0,2	0,6	1,3

1. Средние числа анализов по Дэли для норитов. 2. Средние числа анализов для габбро. 3. Средние числа анализов для оливиновых габбро.

Из сравнения магматических формул Левинсон-Лессинга и Ниггли вытекает постепенное увеличение основности пород от норита к оливиновому габбро.

Пересчет на минералогический состав трех пород Патына (Алтай) — лейкократового, оливинового и рудного габбро- — дает следующий количественный состав этих пород.

Таблица 14

Минералы	Лейкократовое габбро	Оливиновое габбро	Рудное габбро
Плагиоклаз	61,4	56,6—49,1	32,7—30,2
Пироксен	19,3	26,9—29,8	17,9—43,5
Оливин	11,4	13,3—16,2	28,4—7,7
Серпентин	7,9	—	1,4—2,4
Ильменит	—	3,1—4,9	19,6—14,6
Апатит	—	—	1,8—1,8
Отношение *Pg* : *Fem*	60 : 40	53 : 47	30 : 70—20 : 80
Номер плагиоклаза	—	60	65

Все эти породы в Патынском массиве генетически тесно связаны друг с другом. В процессе кристаллизации идет выделение пневматолитовых продуктов и выжимание остаточной жидкости под влиянием тектонических процессов. В конечном результате,

кроме рудных и лейкократовых габбро, получаются шлиры, образованные почти исключительно из пироксена, и, с другой стороны, пегматиты плагиоклаз-монцонитового характера, обогащенные не только плагиоклазом, но и калиевым полевым шпатом.

Изменения габбровых пород под влиянием горообразующих процессов и процессов гипергенного и контактного (глубинного) характера крайне разнообразны.

При действии горообразующих сил габбро-норитовые породы частью во время кристаллизации (пьезокристаллизация), частью и после окончания ее приобретают сланцеватую 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; получается ленточное габбро (табл. IX, рис. 1). Эта полосатая структура в габбро-норитовых породах наблюдается довольно часто. Она объясняется одними (Гики) как результат образования эмульсий в застывающей магме, другими (Заварицкий) — явлениями в магме во время ее кристаллизации, конвекционными токами и выдавливанием остающейся еще в жидком виде части в расслаивающуюся застывающую массу другого состава. Особенно крупные и характерные процессы такого расслоения наблюдаются в платиноносном норитовом массиве Бушфельда (Южная Африка).

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. в условия с более низкой температурой, в ряде случаев со значительным давлением (горообразующим), в особенности в присутствии минерализаторов. Поэтому после своего образования габбровые породы нередко подвергаются глубокому преобразованию под влиянием различных агентов уже во время процесса своего застывания; пироксен переходит в уралитовую роговую обманку (уралитизация), получаются уралитовые габбро; в том случае, когда пироксен полностью замещается роговой обманкой, причем теряется и структура габбро и одновременно изменяется плагиоклаз, получается новая порода — амфиболит, то массивный, то сланцеватый, в некоторых случаях содержащий гранат (гранатовый амфиболит).

Под влиянием горообразующего давления габбровые породы переходят в соссюритовые габбро, в которых плагиоклаз полностью замещен агрегатом цоизита и альбита (соссюритом); нередко одновременно образуются гранат, слюда и др. Процесс соссюритизации связан иногда также и с гидротермальными процессами, с эпигмагматическим влиянием гранитных магм; дислокационные явления вызывают иногда дробление габбровых пород (табл. VII, рис. 2, 4) 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, соссюритовые, гранатовые амфиболиты, эклогиты и др.

Влияние минерализаторов в некоторых случаях выражается в появлении в габбровых породах новых для них, содержащих следы минерализаторов, минералов, как, например, скаполита (скаполитовые габбро), замещающего плагиоклаз, амфибола, замещающего пироксены, и др.

Своеобразные породы, состоящие почти исключительно из плагиоклаза (плагиоклазиты) или из плагиоклаза и корунда (корундовые плагиоклазиты), развиты на Среднем Урале (Кыштым, Борзовское месторождение корунда) 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 андезина или олигоклаза, получили название плумазитов; породы эти разной степени зернистости, часто серые, с синими зернами корунда разнообразных размеров — от мелких до 1 *см* и более в поперечнике.

Кыштымиты залегают в виде неправильной формы жил и гнездообразных масс среди перидотитов и серпентинитов. Они 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. Образование этих корундовых плагиоклазитов сопровождается появлением оболочек со сменой минералов от пегматита к ультрабазитам в следующей последовательности: биотит—хлорит—амфибол—тальк.

Все эти породы связаны друг с другом переходами и обладают крайне разнообразной структурой и текстурой — массивной, сланцеватой, полосатой. Некоторые разности приобретают пегматитовый характер с кристаллами корунда до 15 *мм*. Иногда на светлом фоне марундитов развиты крупные турмалиновые «солнца».

Условия залегания. Габбро-норитовые породы залегают в земной коре крайне разнообразно. В некоторых случаях мы их встречаем в виде даек, жил, залежей, иногда линзовидных, в виде лакколитов и т. д., в других случаях в виде штоков, крайне разнообразных размеров. Массивы, образованные габбровыми породами на Урале, тянутся на протяжении 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*^{2}. Габбровые массивы Волыни занимают пространство свыше 3000 *км*^{2}.

Некоторые лабрадоритовые массивы также достигают огромных размеров; лабрадоритовый массив Адирондака (США) имеет около 30 *км* длины при 9—15 *км* ширины.

Очень часто в габбровых массивах наблюдаются признаки процессов гравитационной диференциации со скоплением наиболее тяжелых составных частей на дне магматических бассейнов, давших при кристаллизации магмы начало этому массиву.

Многие габбровые породы встречаются среди докембрийских образований, другие обладают палеозойским, мезозойским, иногда

как исключение, также третичным возрастом. Анортозиты почти исключительно докембрийского возраста; 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 сохраняют на сколько-нибудь значительных расстояниях своих химических и минералогических, также и структурных и текстурных особенностей; местами они меняются от обнажения к обнажению. В тех случаях, когда в отдельных крупных участках находим пироксенитовые и перидотитовые породы, можно наблюдать переходы между этими двумя группами пород в контакте с габбро. На Украине переходы между различными габбровыми породами крайне неправильны, никакие закономерности подмечены не были. Наоборот, на Урале имеется вполне определенная закономерность в распределении габбровых пород различной основности. В ряде мест Среднего Урала, 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 SiO_2 и CaO, также Al_2O_3 сравнительно с центральными частями массивов, обогащенными FeO и MgO. Здесь особенно резко проявляется послойное расщепление магмы при ее дифференциации.

Габбровые массивы имеют существеннейшее значение благодаря тому, что они являются областями концентрации не только железных, титано-железных и титано-ванадиевых руд, 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, Монча-Тундры, Урала, пирротин которых содержит никель. В некоторых габбровых породах скопляются промышленные количества меди (в виде медного колчедана) и серный колчедан.

Особенно крупное значение имеют габбро по той причине, что в случае наличия крупных массивов этих пород при дифференциации в них 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 габбровые породы содержат в себе ограниченные количества минерализаторов, эти рудные скопления концентрируются либо внутри самих застывающих магм, и, следовательно, соответствующие руды находим сконцентрировавшимися в них в процессе дифференциации магмы, либо руды выносятся из них на небольшие расстояния, как, например, крупные магнитноколчеданные месторождения Боденмайса в Баварии, в контакте с первичным роговообманковым габбро, так называемым бой-

итом. На Урале титано-магнетитовые руды образуют в габбровых породах иногда жилообразные массы 1—6 *м* мощности (Кусинское месторождение титано-магнетитов около Златоуста), в других случаях шлировые выделения (гора Качканар, гора Юбрешка) в таких же породах.

Габбровые породы являются также носителями отдельных неметаллических ископаемых, как например, корунда.

Сами по себе габбровые породы представляют собой крупную ценность, как строительный материал.

Особенно ценный декоративный материал дают лабрадориты, отличающиеся замечательной игрой лабрадора, входящего в их состав. В особенно крупных количествах лабрадориты присутствуют в Житомирской области, частично на юге Киевской области (Городище), где они отличаются особенно красивой игрой цветов. Мелкозернистые разновидности габбро, обладающие параллелепипедальной отдельностью, могут давать прекрасный материал для брусчатки, крупнозернистые — для строительства. Они дают сопротивление давлению до 1800 *кг/см²*. Особенно ценны месторождения таких пород, которые располагаются не более как на 10 *км* от линий железных дорог.

Базальты и диабазы

Базальты (табл. VIII, рис. 4, 5, 6; табл. X, рис. 1—5; табл. XIII, рис. 1; табл. XIV, рис. 1) представляют собой излившиеся и интрузивные аналоги глубинных габбро; они являются продуктами застывания тех же габброидно-базальтовых магм.

В связи с особенностями магм, давших начало базальтам и диабазам, именно легкотекучести их, возможности полной кристаллизации вплоть до довольно крупнозернистых агрегатов, даже при отсутствии летучих компонентов в них, сравнительно низкой температуре плавления, базальты и диабазы характеризуются как равномерно зернистые различной крупности и иногда порфировые породы. Базальты обычно серые, до черных, благодаря обилию темноцветных черных минералов и стекла; диабазы (табл. X, рис. 6; табл. XI, рис. 1—3) более светлосерые с зеленоватым оттенком, вследствие большей или меньшей хлоритизации, соссюритизации, серицитизации и т. д., минералов, входящих в состав их; благодаря этому плагиоклаз резче выступает на темном фоне породы и придает ей сероватую окраску.

Главными минералами, из которых состоят базальты и диабазы, являются обычно основные плагиоклазы и темноцветные минералы, в первую очередь авгиты, реже ромбические пироксены, также оливин, т. е. те же минералы, из которых образованы и габбро; в довольно большом количестве присутствуют магнетит, титанистый железняк, изредка также роговая обманка, кварц, самородное железо.

Плагиоклаз принадлежит по большей части лабрадору, битовниту, иногда анортиту; в некоторых измененных базальтах плагиоклазы довольно кислые; чаще всего состав основного пла-

гиоклаза колеблется между № 50 и № 60. Порфировые выделения образованы обычно табличатыми кристаллами, частью почти изометричными; плагиоклаз второй генерации — в основной массе — часто обладает тонкопластинчатой формой.

Зонарная структура в плагиоклазе обычно отсутствует, что связано с легкой диффузией молекул плагиоклазов в жидкостной базальтовой магме.

Пироксен представлен 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 в титан-авгиту; в таком случае наблюдается также структура песочных часов; иногда присутствует ромбический пироксен (энстатит до гиперстена), также энстатит-авгит.

В основной массе авгит образует часто мелкие зерна, переходящие в мелкие кристаллики. При разрушении, независимо от процессов выветривания, авгиты переходят в хлориты, частью в уралит.

Оливин образует частью вкрапленники, иногда хорошо образованные, в других случаях в большей или меньшей степени корродированные. В ряде базальтов он отсутствует, в частности и в их основной массе, реакционно замещаясь пироксеном. 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 разнообразных относительных количествах; иногда порода представлена в виде вулканического стекла.

Обычно базальты зернистые, с различной крупностью зерна; нередко они крупнозернистые, с ясно видимыми простым глазом кристаллами плагиоклаза и темноцветных минералов; в других случаях они более мелкозернисты, вплоть до плотных, в которых зернистость обнаруживается только под микроскопом. В зависимости от характера выделения кристаллов, в полнокристаллических базальтах различают структуры офитовую или диабазовую, при которой кристаллы плагиоклаза табличаты и промежутки между ними выполнены авгитом.

Реже наблюдаются также переходы к типичной габброидной структуре, характерной для габбро. Встречаются промежуточные структуры с явно табличатым 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, образуя как бы потоки, благодаря тому, что во время кристаллизации лава находилась в движении (флюидальная структура).

В случае присутствия стекла последнее заполняет остающиеся промежутки. Получается спутанно-пластинчатый, часто тонкопластинчатый, агрегат лейст плагиоклаза с пустотами, заполненными бурым стеклом и начавшими выделяться кристалликами пироксена, иногда также оливина; образуется интерсертальная структура. При большем развитии стекла и неполной кристаллизации лавы получается почти полностью или полностью стекловатое строение базальтов (витрофировая структура, табл. X, рис. 5).

Иногда при кристаллизации базальтовой лавы пузырьки выделяющихся газов оставляют пустоты, дающие начало пузыристой или шлаковидной структуре некоторых базальтов. При заполнении этих пустот позднейшими более низкотемпературными минералами (цеолитами, кварцем, кальцитом и др.) получается миндалекаменная структура.

Для базальтов, как и для габбро, характерно развитие также гранофировой или микропегматитовой структуры (табл. X, рис. 6), проявляющееся в том, что в отдельных участках, оставшихся свободными после кристаллизации главных минералов, выделяется остаточная жидкость, богатая SiO_2, щелочами, глиноземом и летучими компонентами, которая дает начало микропегматитовым прорастаниям кварца и щелочных полевых шпатов.

Можно выделять равномерно зернистые, не порфиритовые и порфиритовые базальты; в последних наблюдается порфировая структура, с развитием отдельных более крупных кристаллов авгита, оливина или плагиоклаза среди более мелкозернистой остальной части породы, называемой основной массой.

По крупности зерна среди базальтов различают долерит — от крупно- до среднезернистого; отдельные минералы различимы простым глазом; 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.

Все перечисленные структурные типы базальтов могут встречаться в одной и той же области их развития, например в районе развития базальтов разных структурных типов в Восточной Сибири (объединяемых под общим названием траппов), в районе Орегона (США) и в ряде других мест; имеются всевозможные переходы при довольно близком, минералогическом и химическом составе.

Дэли выделяет, в зависимости от минералогического и химического состава, а также от геологических условий залегания, следующие главные типы базальтов:

1) плато-базальты, отличающиеся средним для базальтов минералогическим и химическим составом, недифференцированные, занимающие часто огромные площади на континентах (Сибирь, Индостан, Ореген и т. д.);

2) океаниты (пикрит-базальты), отличающиеся значительной основностью; это — продукты обогащения плато-базальтов по преимуществу оливином; широко развиты в районе Тихого океана;

3) порфиритовый центральный тип базальтов, представляющий обогащенный кристаллами плагиоклаза средний базальт;

4) непорфиритовый центральный тип базальта, остаточный базальт после того, как из плато-базальтовой магмы были выделены 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 применяемый и в настоящее время устаревший термин мелафир; одни петрографы называют мелафирами оливинсодержащие базальты; другие — базальты с порфировой структурой;

Левинсон-Лессинг относит к мелафирам щелочные базальты, представляющие собой излившуюся фацию глубинных эссекситов, описанных ниже. Мелафиры очень часто содержат миндалины, образованные цеолитами, кварцем, халцедоном или опалом, с делесситовой или хлоритовой оболочкой.

Кроме того, различают толеиты — афировые, т. е. лишенные порфировых выделений разновидности мелафиров, состоящие из авгита, оливина и основного плагиоклаза со структурой анамезитов и долеритов, чаще полнокристаллические, иногда с остатками стекла.

Базальты, в особенности содержащие оливин, чрезвычайно распространены во многих местах СССР. Огромные массы частью крупнозернистых до плотных базальтов, с переходами в диабазовые габброидные типы (траппы), развиты в районе между Леной и Енисеем, в Витимском районе, где они обладают, по всем признакам, огромной мощностью. В крупных массах развиты на Камчатке, в Забайкальской области, на острове Сахалине, на Алтае, далее в районе ряда закавказских вулканических областей, например в Армении около озера Севан, на склонах Алагеза и др.; жилы его присутствуют в районе Украины (Мариупольский район) и т. д. Они же развиты в большом числе мест Западной Европы, в громадных количествах в Ирландии, Исландии, на Гебридских островах, в Гренландии. Из современных вулканов изливают базальты Гекла, Этна и др. Базальты, выступающие мощными покровами в районе острова Диско (Гренландия), содержат крупные массы самородного никелистого железа; самородное железо присутствует в виде мелких зерен также в анамезитах окрестностей Ровно (Берстовец и Злазни).

Базальты развиты в районе Тихого океана, образуя, по всем признакам, большую часть его дна; выступая на поверхности, они образуют Гавайские острова с их и в настоящее время действующими вулканами.

Базальтовые стекла, или гиалобазальты (тахилиты), об-

разуют 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).

Базальты образуют часто потоки, покровы благодаря легкой подвижности их, иногда также дайки. Характерна для них столбчатая отдельность, она особенно хорошо выражена в базальтах, образующих «мостовую гигантов» в Ирландии (остров Антрим), Фингалову пещеру на острове Стаффа и др.

С базальтами и мелафирами в высшей степени тесно связаны диабазы (табл. XI, рис. 1 и 2), которые обладают одинаковым с ними составом из основного плагиоклаза и авгита, нередко с оливином (оливиновые диабазы). От базальтов диабазы несущественно отличаются в общем 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 различной крупности зерна; при плотной структуре получаются диабазовые афаниты. Изредка обладают порфировой структурой; вкрапленники состоят часто из плагиоклаза и авгита, основная масса нередко обладает ясно выраженной диабазовой структурой, иногда интерсертальной (диабазовые порфириты). Для диабазов характерна диабазовая или офитовая структура. Плагиоклаз обычно окрашен в белый или зеленоватый цвет; принадлежит чаще всего лабрадору и лабрадор-битовниту, изредка альбиту или олигоклаз-альбиту (например, в альбитовых диабазах) Красной Поляны, на Кавказе, в окрестностях Лемен, на южном берегу Крыма и др.). В ортоклазовых диабазах Центрального Кавказа (р. Генал-Дон) наряду с альбитом присутствует также калинатровый полевой шпат. Авгит 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 волынит, состоящий из темносерой до почти черной мелкозернистой основной массы, образованной лабрадором и авгитом, в которой присутствуют крупные — до 1—3 *см* и более *см* в поперечнике — табличатые кристаллы плагиоклаза. Плагиоклаз иногда стекловидный. Образует дайки, длиной в несколько километров при мощности до 20 *м*, в районе р. Кальмиуса около Мариуполя, образуя валы в степи, на Волыни.

Диабазы в областях, затронутых горообразующими процессами (Урал, Алтай и др.), обычно в значительной степени изменены. Наоборот, в диабазах районов, не затронутых горообразующими

процессами, сохраняются как плагиоклазы, так и авгиты и оливины почти без всяких изменений (ряд диабазов Украины позднего докембрия).

В некоторых случаях в диабазах присутствуют пустоты, заполненные кальцитом, кварцем, цеолитами и др.; в таком случае получаются диабазовые миндальштейны. Изредка попадаются и стекловатые разновидности, преимущественно на краях даек (вихтизиты около Гельсинки в Финляндии). Вариолитом называются мелкозернистые диабазы со сферолитами, состоящими из удлиненных кристалликов полевого шпата (Ялгуба в Карелии); он же называется оспенным камнем.

Спилиты (табл. XI, рис. 4) представляют собой афанитовые зеленовато-серые породы с миндалекаменной, иногда офитовой, интерсертальной, мелкозернистой, изредка вариолитовой структурой; плагиоклаз представлен альбитом, обычно близким к № 0. Остальная масса состоит обычно из хлорита и магнетита в альбитовых порфиритах из пироксена, уралита, хлорита и магнетита — в альбитовых диабазах. Продукты разрушения располагаются в альбите зонарно, согласно его первичнозонарной структуре, представляют собой по преимуществу подводные эффузии. При образовании спилитов большую роль играли: давление столба воды, задерживавшего 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 мощно развиты энстатит-авгитовые диабазы, главным образом по западному склону, — от севера и до юга, в частности в районе рудных месторождений Кусы, Сатки, Бакала. Оливиновые типы среди них редки. Иногда в них 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 излившиеся, 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 и диабазовые порфириты, уралитовые и авгит-лабрадоровые.

Извержения габброидно-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 (табл. XI, рис. 5). В зависимости от того, какие размеры имеют те обломки, которые образуют эти туфы, их называют также пепельными, кристаллическими туфами, частью туфами-лапилли, иногда могут встречаться

агломератные туфы из более крупных обломков. Туфы пород габбро-норитовой магмы благодаря своему составу очень легко превращаются в агрегаты новых минералов; значительная пористость туфов способствует этому процессу; в конечном результате получаются зеленовато-серые, серые более или менее плотные массы, с преобладанием в их составе хлорита, уралита, соссюрита, мелких зерен альбита и др. с частичным сохранением первичной структуры, выражающейся в крайней неравномерности строения самой породы.

Габбровые массивы часто сопровождаются также и жильными породами близкого к ним состава, выполняющими трещины в этих массивах. К жильным породам относятся жилы долеритов и диабазов, также 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 подогреваемыми снизу в жидком состоянии, образуя иногда лавовые озера, и течь по склону вулкана (табл. XIII, рис. 1) со значительной скоростью, заливать огромные пространства, образуя покровы, проникать в самые тонкие трещинки на значительное расстояние (табл. XIII, рис. 2). 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 залегания.

Базальты характеризуются в химическом отношении сравнительно малым содержанием SiO_2, колеблющимся между 52 и 45%, понижающимся ниже 45% в пикритовых базальтах, переходных к пикритам. Содержание Al_2O_3 подвергается резким колебаниям большей частью между 10 и 20%, реже несколько больше.

Таблица 15

Химические анализы базальта

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	46,62	1,71	8,68	2,04	10,52	20,86	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	44,15	1,35	15,49	7,57	2,57	6,36	9,08	2,01	0,38	5,80
4	46,12	1,37	15,46	3,85	6,51	10,12	10,66	1,48	0,65	2,38
5	44,60	1,33	12,15	3,41	6,57	16,84	7,80	0,66	0,62	3,60
6	48,33	2,76	14,14	3,65	9,55	6,94	10,00	2,94	1,03	—
7	47,78	0,93	21,70	3,30	4,85	5,48	13,10	2,09	0,40	—
8	51,94	2,01	13,55	4,05	9,16	5,12	9,52	2 76	1,28	—
9	42,77	0,66	11,45	1,77	11,41	17,85	7,59	0,29	0,79	4,09
10	44,96	0,25	20,24	1,86	7,71	4,45	11,12	2,44	1,07	4,46
11	49,36	2,88	16,33	3,77	11,24	4,17	7,88	2,14	0,89	0,61
12	48,18	1,42	17,55	1,60	9,73	6,14	10,46	2,48	0,62	1,36
13	51,51	0,57	14,91	3,02	6,26	9,37	10,80	2,15	0,63	0,34
14	49,29	2,44	17,44	3,80	6,20	4,17	9,51	3,30	1,91	0,42

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*
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	115	24	45	25	6	0,1	0,5	1,5
4	101	20	51	25	4	0,2	0,6	1,4
5	89	14	67	17	2	0,4	0,8	1,4
6	111	19	48	25	8	0,2	0,5	1,6
7	108	29	34	32	5	0,1	0,5	1,3
8	130	20	46	25	9	0,2	0,4	1,8
9	82	13	70	15	2	0,6	0,7	1,3
10	110	29	35	29	7	0,2	0,5	1,4
11	128	25	46	22	7	0,2	0,3	1,7
12	112	24	43	26	7	0,1	0,5	1,5
13	116	20	48	26	6	0,2	0,7	1,6
14	125	26	37	26	11	0,3	0,4	1,6

1. Средний пикрит-базальт Гавайских островов, вполне соответствующий среднему мировому океаниту (по Тирреллю). 2. Средний господствующий базальт Гавайских островов. 3. Шлаковый базальт верхней части базальтового потока Антрима. Исландия. 4. Оливиновый базальт из средней части базальтового потока Антрима. 5. Хризофировый базальт из нижней части того же потока. Оливин погрузился из верхней части потока в нижнюю без переплавления. 6. Средний плато-базальт (Вашингтон) 7. Средний тип порфиритовой центральной магмы. Остров Мул. 8. Средний тип непорфиритовой центральной магмы. Остров Мул. 9. Пикритовый базальт (диабаз). Норильск. 10. Анортозитовый базальт (диабаз). Норильск. 11. Базальт. Остров Гукера. 1934. 12. Офитовый траин. Нижнеудинск. 13. Базальт Ключевской сопки. Поток 1932 г. 14. Авгито-оливиновый базальт. Остров Сардиния. Средиземное море.

Характерно значительное содержание MgO и CaO, также окислов железа в более основных пикрит-базальтах, где они доходят до 13% и более; мало щелочей; резко выражено преобладание Na_2O над K_2O. В магматических формулах Ниггли бросается в глаза резко пониженный коэфициент *alk*, повышенный *fm*, частично также *c* очень малый *k* и значительный *mg*. За пределы 60 коэфициент *fm* выходит только в пикрит-базальтах.

Сравнивая химические анализы и магматические формулы базальтового потока Антрима (Исландия), обладающего мощностью около 5 *м* (анализы 3—5) можно здесь видеть проявление процесса кристаллизационной дифференциации с накоплением в нижней части потока магния и железа, т. е. оливина.

Сравнение результатов анализа базальтов и габбро показывает одинаковые характерные черты для обеих групп пород (табл. 16).

Химический состав диабазов в общем близок к составу габбро и базальтов, однако носит на себе явные следы изменений, что выражается в повышении щелочности за счет увеличения содержания Na_2O.

Аналогично габбровым породам, излившиеся аналоги их сравнительно легко изменяются под влиянием горообразующего давления, также под влиянием интрузий, главным образом гранитных магм. В связи с этим породы, которые изливались в дотре-

Химические анализы диабазов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	52,99	1,13	17,00	3,12	3,88	5,01	7,23	3,20	2,78	2,03
2	49,72	1,63	16,84	2,77	9,34	6,62	9,88	1,83	0,68	0,62
3	50,25	0,65	15,42	2,41	10,81	6,20	9,60	1.91	0,68	1,53
4	49,10	1,15	17,85	3,43	5,05	6,81	12,62	2,96	1.06	1,06
5	47,66	—	18,52	2,64	8,30	6,68	12,00	4,08	0,77	0,68
6	47,38	1,03	14,36	4,36	6,19	6,30	16,71	1.93	0,07	1,20
7	49,80	—	20,41	4,55	6,57	4,30	8,08	4 38	1,29	1,30
8	45,07	1,20	15,62	2,37	7,67	9,86	10,96	2,52	0,07	4,32
9	51,15	1,80	16,96	7,86	4,02	3,30	6,47	3,83	2,04	1,85
10	46,01	2,21	15,21	1,35	8,69	4,18	8,64	4,97	0,34	7,46

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*
1	148	28	37	21	14	0,4	0,6	1,9
2	115	23	47	25	5	0,2	0,5	1,6
3	122	22	48	25	5	0,2	0,5	1,7
4	110	24	38	30	8	0,2	0,6	1,5
5	101	23	40	28	9	0,1	0,5	1,4
6	101	18	39	39	4	0,03	0,5	1,5
7	120	29	37	21	13	0,2	0,4	1,5
8	98	20	50	25	5	0,02	0,6	1,4
9	142	28	39	19	14	0,3	0,3	1,7
10	124	24	39	24	13	0,04	0,4	1,6

1. Оливиновый диабаз. Верхний Амур. 2. Хунне-диабаз. Остров Диксон. 3. Диабаз. Анабарский массив. 4. Офитовый диабаз. Павдинская дача. Северный Урал. 5. Диабаз. Мугоджарские горы. 6. Габбро-диабаз. Красноуральское асбестовое месторождение. Урал. 7. Альбитовый диабаз. Рудный Алтай. 8. Альбитовый диабаз. Новая Земля. 9. Спилит. Гора Магнитная. Урал. 10. Спилит, по Уэльсу.

тичное время, после своего излияния покрытые более юными отложениями, были частью подвергнуты влиянию интрузий, либо же оказались в области проявления горообразующих процессов. Под влиянием этих процессов в значительной степени изменились минералы, входящие в их состав, одновременно с этим и структура их, аналогично тому, что происходит и с глубинными габбровыми породами: именно плагиоклаз в большей или меньшей степени соссюритизирован и эпидотизирован, пироксены — уралитизированы или хлоритизированы; в результате долериты превратились в диабазы, как первую стадию такого преобразования, базальтовые порфириты — в диабазовые порфириты или авгитовые порфириты. Одновременно с разрушением полевых шпатов идет также и образование карбонатов. Теряя CaO, плагиоклаз переходит в альбит, обогащаясь Na_2O, он постепенно перекристаллизовывается в более кислый плагиоклаз вплоть до альбита (альбитизация).

Базальтовые породы, как и диабазовые, в ряде случаев характеризуются тем, что в них наблюдается концентрация тех или иных металлов, с образованием преимущественно небольших месторождений полезных ископаемых.

В трапповых районах Восточной Сибири в ряде мест имеются признаки сульфидного оруденения, из которых особенно ценным является сульфидно-платиновое, ликвационного типа, оруденение в районе Норильска. В других местах пока обнаружены только слабые признаки оруденения с накоплениями руд титано-магнетитовых и полиметаллических, с образованием гидротермального железнорудного Ангаро-Илимского месторождения (магнезиоферрит и магнетит). 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 других 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 собой превосходный материал для построек домов, мостов, укреплений, вследствие своей крепости и одновременно сравнительно легкой добычи в связи со столбчатой структурой; твердость и вязкость делают их незаменимым материалом для брусчатки для мостовых; недостатком для последнего применения является то, что с течением времени поверхность такой брусчатки становится очень гладкой и скользкой в связи с плотностью структуры и в общем одинаковой твердостью минералов, входящих в его состав (около 6). Сопротивление давлению в среднезернистых и мелкозернистых базальтах достигает 3 500 *кг/см*^{2}, иногда до 5 000 *кг/см*^{2} (Берестовец и Злазни). В большом количестве для брусчатки используется диабаз на берегу Онежского озера (крупные каменоломни); сопротивление давлению этого диабаза достигает 2 000 *кг/см*^{2}, иногда 2 700 *кг/см*^{2}.

Базальты и диабазы представляют собой прекрасный материал для получения плавленных пород благодаря тому, что они плавятся при сравнительно низкой температуре (около 1 200—1 250°), легко отливаются в формы, кристаллизуются и закаливаются в виде очень вязкой базальтовидной массы.

ГРУППА ДИОРИТА И АНДЕЗИТА (ДАЦИТА)

Группа диоритов с их интрузивными и излившимися аналогами характерна, между прочим, в том отношении, что в то время как глубинные породы этой группы (диориты) в общем играют второстепенную роль в составе земной коры, составляя не более 1% общей массы глубинных пород, излившиеся аналоги типа андезитов пользуются чрезвычайно широким распространением и мало уступают базальтам, составляя до 25% всей массы изверженных пород.

Диорит-андезитовые магмы характеризуются как промежуточ-

ные между легкоподвижными, даже при отсутствии летучих, габброидно-базальтовыми магмами и вязкими, легкоподвижными лишь в присутствии большого количества летучих компонентов, гранитными магмами. Лавы часто обладают значительной вязкостью. Благодаря более кислому характеру этих пород, большему содержанию щелочей, в первую очередь Na_2O, и увеличению содержания летучих компонентов в магме, в составе этих пород главную роль играют средние плагиоклазы; 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 (табл. XI, рис. 6; XII, рис. 1—3) называются зернистые массивные глубинные породы, состоящие из среднего плагиоклаза и какого-либо темного минерала (амфибола, пироксена или биотита). Кроме того, в состав диоритов нередко входят кварц, изредка небольшие количества калиевого полевого шпата, апатит, магнетит, ильменит и др. В более кислых типах диоритов видную роль играет кварц. Диорит в среднем содержит 35% темноцветных минералов.

Постепенными переходами диориты связаны, с одной стороны, с более основными породами при уменьшении кислотности плагиоклаза и замене амфибола пироксенами, с другой стороны, с гранитными породами, по мере увеличения содержания калиевого полевого шпата и кварца.

Главной составной частью диоритов является плагиоклаз (до 75% всей породы, иногда и более). Обыкновенно плагиоклаз более или менее мутный, то толсто, то тонкотабличатый по (010). Плагиоклаз чаще всего принадлежит андезину, реже олигоклазу, окраска обычно белая или слабозеленоватая; из темных минералов преобладающую роль играет обыкновенная зеленая роговая обманка, черная, в шлифе зеленая, реже присутствует пироксен, представленный частью авгитом, частью также гиперстеном, реже энстатитом; особенно редко присутствует и играет подчиненную роль биотит.

Общая окраска диоритов серая, иногда зеленовато-серая; при преобладании темных минералов, или более тонкой зернистости и свежести плагиоклаза, диорит приобретает темносерую, почти черную окраску. Красные окраски отсутствуют, в отличие от гранитов и сиенитов.

Структура диоритов зернистая, гранитная, иногда наблюдаются также порфировидные разности. Последовательность вы-

деления в более кислых и богатых одновременно полевыми шпатами разновидностях характеризуется тем, что первыми образуются пироксены, за ними амфиболы; биотит обычно выделяется почти одновременно с плагиоклазами. Идиоморфизм плагиоклаза по отношению к калиевым полевым шпатам и кварцу выражен очень резко; наоборот, темные минералы резко идиоморфны по отношению к плагиоклазу. В более основных разностях, где количество плагиоклаза меньше, а темных минералов больше, наблюдается почти одинаковый идиоморфизм плагиоклазов и темных минералов; иногда плагиоклаз становится несколько более идиоморфным, чем темные минералы.

В ряде случаев наблюдаются шаровые текстуры (табл. XII, рис. 2).

Среди диоритов различают несколько типов. Часто к группе диоритов относят и диоритами называют породы, которые к диоритам определенного состава — первичным глубинным изверженным породам — на самом деле отношения не имеют и представляют собой вторичные, глубоко преобразованные другие породы, прежде всего габбровые, как глубинные, так и излившиеся. Так, например, на Урале диоритами называют амфиболитизированные габбро и амфиболиты, например «диориты» Назямского хребта около Златоуста.

Наиболее часто встречаются роговообманковые диориты, или собственно диориты, выступающие в ряде мест, где развиты граниты: например в ряде мест Урала, Азербайджана, где они связаны частью и с габбровыми породами и где они местами переходят в кварцевые диориты, например по восточной окраине габбровой полосы платиноносных районов Урала, также в кварцевые диориты северной части Миасской дачи, далее на Алтае, Кавказе и др. (табл. XII, рис. 4).

Значительно реже развиты роговообманково-биотитовые диориты, в особенности биотитовые диориты (Ирландия).

Среди пироксеновых диоритов имеются как авгитовые, так и гиперстеновые (ряд мест Подолии на Украине).

К диоритам относятся также и некоторые разновидности с особыми названиями, занимающие промежуточное место между диоритами и гранитами. Сюда относятся тоналиты, представляющие собою обыкновенно светлоокрашенные, гранитовидные кварцево-биотитовые и роговообманковые диориты с кварцем и небольшим содержанием ортоклаза, образующие промежуточный тип между гранитами и диоритами. Выступают они в области Адамелло в Альпах (Тироль), известны в виде небольших массивов на Кавказе, в особенно крупных массах в районе Алтайского хребта в Средней Азии. К диоритам близки гранодиориты, ближе стоящие к гранитам, содержащие свыше 60% SiO_2, адамеллиты и банатиты; последние два типа, более бедные кварцем, чем тоналиты, выступают в крупных массах в Венгрии, в Банате (Догначка, Моравица), также на Кавказе (около Садона) и других местах.

Диориты связаны с габбро через посредство габбро-диорита, представляющего собой по большей части то же габбро,

в котором во время магматического процесса пироксен заменился роговой обманкой.

В химическом отношении диориты характеризуются бо́льшим содержанием SiO_2, чем габбро (в среднем около 60%, в то время как в габбро около 50%), несколько меньшим FeO и MgO; содержание CaO не особенно велико, около 5—10%, чем обусловлено присутствие меньшего количества анортитового вещества, чем в габбровых породах. Количество Na_2O увеличивается; вместе с тем увеличивается содержание альбита; несколько увеличивается содержание K_2O. Отношение $Na_2O : K_2O$ в нормальных породах колеблется от 2 : 1 до 3 : 1; общее количество окислов железа превышает содержание CaO; MgO и Al_2O_3 присутствуют приблизительно в тех же количествах, как и габбро, или несколько меньших.

Таблица 17

Химические анализы диоритов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	N_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	41,06	1,17	21,05	5,23	5,19	8,39	14.10	2,07	0,45	0,89
2	49,83	0,53	18,70	5,67	5,73	4,33	9.40	2,68	0.82	1,75
3	56,42	0,80	18,16	7,29	1,23	2,55	6,97	5,79	0,42	0,66
4	56 03	—	21.43	1,48	1,97	2,05	11,03	1,01	0,91	2,85
5	59 30	0,41	17.30	0,71	4,85	2,96	6,50	3,96	1,55	1,54
6	59,50	0,58	16,22	1,98	5,93	2,70	5,58	2 57	2,14	2,13
7	69,19	—	13,50	1,34	2,06	1,28	5,21	5,59	0,89	1,25

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*
1	80	24	41	30	5	0,1	0,6	1.1
2	125	28	39	25	8	0,2	0,4	1,6
3	166	31	30	22	17	0,1	0,4	1,9
4	178	40	18	37	5	0,4	0,5	1,9
5	191	33	29	23	15	0,2	0,5	2,3
6	198	32	35	20	13	0,3	0,4	2,4
7	287	33	19	23	25	0,1	0,4	3,4

1. Габбро-диорит. Денежкин Камень. Урал. Порода представляет по существу амфиболизированное габбро под влиянием внутримагматических процессов. 2 Диорит. Средний Урал. 3. Диорит. Средний Урал. 4. Диорит. Джыхсу. Мугоджары. 5. Кварцевый диорит. Средний Урал. 6. Диорит. Средний Урал. 7. Кварцевый диорит. Джыхсу. Мугоджары.

Для диоритов характерен, в отличие от базитов (габбро), коэфициент *alk*, больший 10; в кварцевых диоритах, приближающихся к гранодиоритам, — коэфициент *k*, равный 0,3, и обычно не особенно большой коэфициент *mg*.

Во время процессов изменения диоритов часто образуются хлорит и минералы группы эпидота как вторичные минералы, по-

этому 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 их образуются иногда минералы, содержащие фтор, бор и др. (топазы, турмалины и т. д.). Прекрасные явления контактного метаморфизма вокруг тоналитов 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, Адамелло в Тирольских Альпах и т. д.

Возраст диоритовых пород разнообразный — начиная от докембрийского до третичного. Сопротивление сжатию достигает в диоритах 1000—2500 *кг/см*^{2}.

Андезиты, дациты и порфириты

Андезиты и дациты (табл. XII, рис. 4—6) — как свежие, так и более или менее сильно измененные, — носящие название порфиритов, представляют собой интрузивно излившиеся аналоги диоритов и кварцевых диоритов, также плагиогранитов. Они представляют собой переходные типы от базальтов и диабазов к липаритам и кварцевым порфирам, производным гранитной магмы.

Андезиты и порфириты (табл. XV, рис. 1—6; табл. XVI, рис. 1) — порфировые породы, первые — неовулканические, т. е. третичные и послетретичные, свежие, вторые — палеовулканические, т. е. дотретичные, более сильно измененные, так как в ряде случаев были покрыты новыми, более юными отложениями и, продвинувшись в более глубокие горизонты земной коры, претерпели более или менее сильные изменения; эти породы часто приобретают, 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), в порфиритах малопрозрачный 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 находятся 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 температу-

рой магмы при излияния ее; пироксены, роговые обманки и биотит бывают окружены оболочкой из агрегата мелких зернышек авгита и магнетита, биотит присутствует главным образом в кислых разностях, пироксены — в более основных.

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, при этом структура основной массы иногда приобретает характер тонкозернистого диорита (диорит-порфиритовая структура); когда мелкие табличатые кристаллики плагиоклаза вместе с кристалликами авгита и магнетита образуют спутанный агрегат — структура называется пилотакситовой; при очень малом содержании стекла — толеитовой; при большом, когда стекло заполняет остающиеся промежутки, — интерсертальной; при преобладании стекла — гиалопилитовой.

Иногда наблюдаются также и андезитовые и дацитовые стекла, как лишенные воды, так и содержащие ее — обсидианы, пемза, перлиты, пехштейны — состава, тождественного с составом многих андезитов.

Показатели преломления стекла, входящего в состав пемз Алагеза, изменяются с изменением содержания кремнекислоты, как видно из нижеприведенных данных (по П. И. Лебедеву).

Процент SiO_2	Показатели преломления
67,23	1,5152
66,57	1,5168
64,61	1,5144
62,98	1,5170
61,28	1,5240

Туфы. При излиянии андезитовые лавы иногда выделяют значительное количество газов, которое придает им пузырчатую текстуру, в результате чего получаются так называемые туфовые лавы. Эти лавы отличаются большой легкостью и легко распиливаются; особенно крупных размеров потоки их достигают на Алагезе (Армения), где поставлена крупная добыча этих лав около Артика для снабжения каменным строительным материалом не только Закавказья, но и юга Европейской части СССР; их объемный вес часто 1,1—1,3, иногда спускается ниже 1,0.

Дациты, в зависимости от состава, делятся на биотитовые, роговообманковые, пироксеновые. Вкрапленники в них принадлежат кислому плагиоклазу, кварцу и одному из темных минералов. Авгитовые 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. Авгитовые дациты обнаружены на Казбеке. Известны в большом количестве мест в разных частях света — в Северной и Южной Америке, в особенно крупных массах в Андах, Венгрии, Италии (Евганни) и др.

Среди андезитов различают биотитовые, роговообманковые, гиперстеновые, авгит-энстатитовые и др.

Биотитовые андезиты известны в Венгрии, во многих частях Северной и Южной Америки. Роговообманковые андезиты широко развиты в области угасших вулканов Кавказа (Казбек и др.), далее в Армении, например в районе Хорассана, в долине Аракса, в Венгрии; гиперстеновые и энстатитовые андезиты очень широко распространены среди лав Казбека, Эльбруса, Алагеза и др., встречаются в окрестностях Абас-Тумана, также в нагорной части Армении, около озера Севан. Они же изливаются и в настоящее время многими вулканами, расположенными вокруг Тихого океана, начиная с Камчатки, Курильских и Алеутских островов, далее в Северной и Южной Америке — Мон-Пеле на острове Мартинике (извержение 1902 г.), вулканом Колима (1903 г.), Кракатау (1883 г.), рядом ныне действующих вулканов Зондского архипелага и огромным числом других. Авгитовые андезиты (табл. XII, рис. 4—5) выступают на Кавказе (Казбек, Эльбрус, Ахалкалаки, Боржоми и др.).

Андезиты, как и дациты, отличаются большим разнообразием состава и связаны переходными типами с рядом других пород. Это особенно характерно, между прочим, для района озера Севан, детально изученного экспедицией акад. Левинсон-Лессинга. Имеются переходные типы от андезитов к базальтам — *андезито-базальты*, широко распространенные, между прочим, в Армении (Алагез, окрестности озера Севан). В то же время, андезиты тесно связаны с более кислыми и богатыми щелочами породами — с трахитами; промежуточные породы носят название *андезито-трахитов* (Кавказ).

Порфириты представляют собою измененные, главным образом в тектонически нарушенных частях земной коры, андезиты и дациты, частью также андезит-базальты, реже базальты. В зависимости от состава и строения, различают диабазовые порфириты, уралитовые порфириты с роговой обманкой, представленной уралитом. Часто встречаются пироксеновые порфириты (табл. XV, рис. 5), авгитовые порфириты (табл. XV, рис. 2, 3), роговообманковые порфириты и кварцевые порфириты. Широким распространением пользуются разнообразные порфириты, сопровождаясь в ряде случаев своими туфами, на Урале, Алтае, в ряде мест Сибири, на Кавказе и в Азербайджане, Грузии, Армении, на Украине и др. (табл. XVI, рис. 2, 3). Если плагиоклаз имеет состав альбита, порода носит название *альбитофира*. Баркевикитовые порфириты, образующие дайки, отличаются значительным содержанием призматических темнокоричневых кристаллов баркевикита, относятся к щелочным породам.

Как андезиты, так и порфириты сопровождаются туфами, иногда переслаивающимися с потоками и покровами этих же пород. Туфы порфиритов (табл. XVI, рис. 2, 3) в значительной степени изменены, как и порфириты, которые они сопровождают; они не сохранили своего первоначального состава; плагиоклазы их в значительной степени альбитизированы, одновременно в большей или меньшей степени плагиоклазы эпидотизируются, соссюритизируются, иногда по ним развивается хлорит или серицит вплоть до мусковита. Пироксены также часто уралитизированы или хлоритизированы. Одновременно с этими процессами идет и изменение

структуры, которая сохраняет свой крайне непостоянный характер, отличающий вулканические туфы вообще; в областях, подвергшихся воздействию горообразующихся сил, они переходят в зеленокаменные сланцы и породы и настолько сильно изменены, что часто нет возможности решить, образованы ли они из порфиритов или из их туфов. С этими же зеленокаменными породами, пользующимися широким распространением в вулканических областях палеозойского и более древнего возраста, тесно связаны также и окремневшие породы, между прочим, яшмы.

В том случае, когда диоритовые магмы кристаллизуются вблизи земной поверхности, они дают широко распространенные, например на Урале, жильные породы, диоритовые порфириты, к которым относятся секущие порфириты Урала (Турьинское месторождение, районы Меднорудянска, горы Магнитной и ряд других мест).

Своеобразные, в значительной степени щелочные андезиты, по составу своему как химическому, так и минералогическому приближающиеся к группе щелочных излившихся пород, именно трахитам, носят название трахиандезитов; в них иногда присутствуют также и щелочные минералы, представленные нефелином, лейцитом и натровыми амфиболами и пироксенами (Центральная Франция, Канарские и Азорские острова и т. д.) (табл. 18).

Химический состав андезитов, дацитов и порфиритов в общем повторяет черты химического состава диоритов. Они более кислые, чем соответствующие глубинные породы, что видно из сравнения коэфициента *si*, и, кроме того, обладают большей щелочностью, судя по величине коэфициента *alk*.

Формы залегания андезитов и порфиритов разнообразны. В некоторых случаях они образуют небольшие штоки (диоритовые порфириты Бельгии, Квенаст), иногда небольших размеров лакколиты (третичные андезиты горы Генри в США), часто образуют небольшие залежи и дайки (Урал, Алтай, ряд других 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*. Иногда образуют купола (Венгрия).

Андезиты пользуются широким распространением в особенности в районе западных берегов Северной Америки, также в области Центральной Америки; здесь на протяжении около 1 000 *км* имеется вулканическая область с непрерывными процессами излияний по преимуществу диоритовой магмы, начиная с мелового периода и до настоящего времени; изливались со времени плейстоцена, изливаются и ныне следующие типы: базальт — андезит — дацит — риолит, в особенно больших количествах андезиты и дациты; характерно то, что каждый тип сохраняет химическую и минералогическую однородность на протяжении свыше 750 *км*; очевидно, все лавы получались из одного вулканического очага одной и той же диференцирующейся магмы при однообразных условиях. Объем бассейна определяется некоторыми геологами

Химические анализы андезитов, дацитов, порфиритов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	52,19	1,71	17,80	7,47	2,29	4,67	8,10	3,66	1,57	0,44
1а	59,59	0,77	17,31	3,33	3,13	2,75	5,80	3,58	2,64	1,26
2	59,16	0,94	15,89	1,77	3,71	3,07	5,20	3,03	3,20	3,40
3	59,25	0,73	18,45	0,96	3,76	4,12	6,82	3,43	1,53	0,65
4	60,72	0,35	18,19	2,28	3,54	2,56	6,29	3,92	1,57	0,64
5	55,34	0,72	18,78	2,72	5,81	2,40	7,93	2,53	1,52	1,96
6	65,58	0,43	13,99	5,05	1,87	0,64	3,29	5,61	2,19	0,97
7	58,96	0,75	18,20	3,79	2,08	2,16	5,35	4,36	3,05	0,89
8	60,75	—	19,81	2,53	1,07	0,78	3,82	5,34	4,69	0,67
9	59,39	0,47	13,25	1,93	3,08	6,81	4,31	3,71	2,84	1,80
10	55,95	0,63	15,14	1,04	4,24	6,36	5,52	2,98	2,90	4,95
11	55,34	—	17,14	6,28	3,26	3,09	7,07	3,45	3,17	0,92
12	52,35	—	19,34	8,39	2,57	1,26	2,12	3,07	7,72	1,76

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*α*
1	135	27	38	23	12	0,2	0,5	1,7
1а	192	33	30	20	17	0,3	0,4	2,3
2	204	32	32	19	17	0,4	0,5	2,4
3	183	34	31	22	13	0,2	0,6	2,2
4	200	35	28	22	15	0,2	0,5	2,3
5	170	33	32	25	10	0,3	0,3	2,0
6	264	33	25	15	27	0,2	0,2	3,0
7	193	35	26	19	20	0,3	0,4	2,2
8	220	42	14	15	29	0,4	0,3	2,4
9	183	24	44	15	17	0,3	0,7	2,5
10	168	27	41	18	14	0,4	0,7	2,2
11	158	29	34	22	15	0,4	0,4	1,9
12	163	35	33	7	25	0,6	0,2	1,8

1. Андезит-базальт. Алагез. 2. Авгитовый андезит. Река Солонечная. Верхнеамурский район. 3. Авгит-гиперстеновый андезит. Плоская сопка. Камчатка. 4. Роговообманковый андезит. Между Зиминской и Ключевской сопками. 5. Андезит. Камчатка. 6. Дацит. Камчатка. 7. Трахиандезит. Озеро Севан. 8. Андезит-трахит (вульзинит). Армения. 9. Роговообманковый порфирит. Река Солонечная. Верхнее Забайкалье. 10. Авгитовый порфир. Верхнеамурский район. 11. Лабрадоровый порфирит. Гора Магнитная. Урал. 12. Атачит. Гора Магнитная. Урал.

в 75 000 $км^3$; характерно далее, что активные процессы извержений независимы от других; вулканы, находящиеся на расстоянии нескольких километров один от другого, носят чисто местный характер и дают лавы различного состава.

Возраст порфиритов на Урале и в ряде других районов СССР чаще всего палеозойский. Отдельность в них частью неправильная, частью, как и в базальтах, столбчатая, иногда, в более основных разностях, шаровая (табл. IX, рис. 2).

Порфириты и андезиты применяются для построек, для мостовых; в больших размерах разрабатываются в ряде мест (Квенаст в Бельгии).

В больших количествах применяются в настоящее время плотные андезиты, как кислотоупорный материал, благодаря нерастворимости в серной кислоте и возможности получать штучные камни. Ряд порфиритов, как и базальтов, находит в настоящее время применение в изготовлении стекла путем плавления, благодаря сравнительной легкоплавкости их.

ГРУППА ГРАНИТОВ И ЛИПАРИТОВ

Группа гранитов — липаритов объединяет кислые изверженные породы, которые играют наиболее крупную роль среди глубинных пород, составляя не менее 20% всей массы их, выявленной на поверхности земли; часто образуют огромные массивы. От кварцевых диоритов отличаются присутствием калиевого полевого шпата. Одновременно с обогащением пород калиевым полевым шпатом плагиоклаз становится более кислым.

Одной из характерных особенностей группы является то, что она может быть разделена на две подгруппы, в зависимости от содержания и характера присутствующих в них щелочей; различают преобладающую подгруппу щелочноземельных (нормальных) гранитов и липаритов и подгруппу щелочных (главным образом натровых) гранитов и липаритов.

Их минералогический состав не вполне одинаков.

I. Щелочноземельная (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, гранат, кордиерит, силлиманит, магнетит, гортонолит, турмалин, плавиковый шпат.

Вторичные минералы: серицит, каолинит, хлорит, уралит, минералы группы эпидота.

II. Щелочная подгруппа

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 то, что в состав гранитов — липаритов 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 наименьшими удельными весами, могущими кристаллизоваться только в присутствии минерализаторов, и сухие расплавы которых обладают значительной вязкостью и застывают в виде стекла.

Отсюда вытекают и характерные особенности гранитной магмы, обычно богатой кремнекислотой и щелочами и бедной магнезиально-железистыми окислами; без летучих компонентов она отличается значительной вязкостью даже при сравнительно высоких температурах и делается тем более легкоподвижной и маловязкой, чем больше в ней содержание 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 разной крупности зерна полнокристаллическим породам — гранитам и гранодиоритам; при более низком давлении, следовательно, ближе к поверхности земли, структуры характеризуются более мелкозернистым характером (липариты и кварцевые порфиры), вплоть до полностью стекловатых пород. Последние наблюдаются значительно чаще, чем среди ранее охарактеризованных пород.

Граниты и гранодиориты

Граниты и гранодиориты (табл. XVI, рис. 5—6; табл. XVII, рис. 1—4) (общее название — гранитоиды) представляют собой кислые глубинные зернистые (гипидиоморфнозернистые), иногда порфировидные, массивные породы, состоящие 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, различают разности лейкократовые, почти лишенные первых, мезотипные, с содержанием около 10%, и с большим содержанием — меланократовые разности гранитов.

В среднем состав гранитов близок к анхиэвтектическому, так как эвтектическая смесь кварца и ортоклаза представлена отношением этих минералов, равным 27,5 : 72,5.

Большинство минералов, образующих главную массу породы, относится к минералам с довольно высокими температурами плавления; так, кварц переходит при нагревании в кристобалит, а последний плавится при 1713°, альбит при 1100°, ортоклаз инконгруентно плавится при 1170°, образуя кремнекислое стекло и муть из лейцита, исчезающую при 1530°.

К числу второстепенных минералов относится мусковит, иногда играющий роль главного минерала, далее гранат, апатит, циркон, титанит, магнетит, кордиерит и некоторые другие. Благодаря тому, что количество темных минералов в гранитах обыкновенно очень невелико, окраска большинства гранитов светлая и обусловлена окраской полевых шпатов; особенно темно окрашены граниты с пироксенами.

Из щелочных полевых шпатов чаще всего присутствуют ортоклаз и микроклин в виде неправильных зерен или плохо ограниченных табличатых по (010) кристаллов, особенно хорошо образованных в порфировидных разновидностях; окраска их разнообразна: белая, синевато-серая, красновато-фиолетовая, 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.

Плагиоклазы в большинстве случаев принадлежат к кислым (олигоклаз до андезина); в богатых щелочами и бедных CaO гранитах плагиоклазы имеют состав альбита. Плагиоклазы образуют обычно меньшей величины зерна, но более идиоморфные, чем микроклин и ортоклаз. Окраска плагиоклазов 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 мусковитных 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; обычно угасает на всем протяжении зерна одновременно; в раздробленных или спрессованных гранитах обнаруживает волнистое, нередко также агрегатное угасание.

Биотит образует небольшие табличатые по базису листочки с сильным блеском на плоскостях спайности. Окрашен в темно-бурый, почти черный цвет, под микроскопом коричневый различных оттенков (плеохроизм!), реже наблюдается зеленая окраска его. Иногда переходит в зеленый хлорит и другие минералы.

Мусковит лишь в немногих гранитах присутствует, как первичная составная часть, в виде неправильных перламутрово-белых, иногда зеленоватых или желтоватых листочков, иногда в параллельном срастании с биотитом.

Из амфиболов чаще всего присутствует обыкновенная черная роговая обманка с довольно сильным блеском на плоскостях спайности, чаще всего несколько вытянутая в длину по вертикальной оси, чем, между прочим, отличается от авгита; в шлифе окраска чаще зеленая, чем коричневая; нередки двойники по (100). В щелочных гранитах присутствуют натровые амфиболы: арфведсонит, рибекит, гастингсит и др.

Пироксены представлены в большинстве случаев авгитом, в некоторых гранитах ромбическими пироксенами (гиперстеном); сходны с роговой обманкой по окраске, отличаясь несколько менее совершенной спайностью по призме с углом в 87—88°; под микроскопом отличия резкие. В щелочных гранитах наряду с авгитом присутствуют, иногда совершенно заменяя его, эгирин-авгит и эги-

рин (акмит), не отличимые простым глазом от пироксенов другого состава.

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, присутствуют голубоватые зерна кордиерита (в редких случаях); иногда также гранат в виде красных изометрических зерен и оргит в виде черных зерен и кристаллов, турмалин в виде черных зерен или игольчатых кристаллов, в некоторых гранитах собирающийся в отдельных участках в большем количестве, окрашивая эти участки в черный цвет (турмалиновые солнца).

Структура гранитов зернистая (гипидиоморфнозернистая) (табл. XVII, рис. 1), иногда порфировидная; последовательность выделений минералов — согласно правилу Розенбуша, которое приведено выше; иногда, как, 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. XVII, рис. 4) [1].

Иногда структура переходит в пегматитовую с увеличением размеров зерен. Редко наблюдается шаровая текстура (чередование слоев, обогащенных то биотитом, то кварцем с полевым шпатом). Иногда обладают более или менее резко выраженной сланцеватостью, обусловленной либо пьезокристаллизацией, т. е. кристаллизацией во время горообразующих процессов, либо динамометаморфизмом.

Граниты пользуются чрезвычайно широким развитием, выступая в громадных массах почти повсюду, где имеются кристаллические породы; особенно часто входят в состав докембрийских образований.

Нормальные граниты. Из гранитов наиболее часто встречаются биотитовые граниты, в которых из темных элементов присутствует лишь биотит, мусковит отсутствует: в Германии они получили название гранититов (табл. II, рис. 1).

Биотитовые граниты, представленные разнообразными типами (средне- и крупнозернистыми, равномерно зернистыми и порфировидными), серые, мясо-красные и др. пользуются особенно широким распространением на Кольском полуострове и Фенноскандии, в районе Украинского кристаллического массива, на Урале, на Кавказе, на Алтае, в Яблоновом, Становом хребтах и других горах Азии; в Западной Европе выступают громадными массами на Скандинавском полуострове, в Германии (в Шварцвальде, Оденвальде, Фихтеле и других горах), во многих местах

[1] 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, мирмекит, замещение калиевого полевого шпата кварцем и т. д.) *Ред.*

Франции, в Пиренеях, Альпах, Карпатах, Апеннинах, Балканах. Известны они также во многих местах Северной и Южной Америки, Африки и др.

С биотитовыми гранитами тесно связаны двуслюдяные граниты, в которых наряду с биотитом присутствует также мусковит; эти граниты в Германии называются собственно гранитами. Они пользуются значительно меньшим распространением, чем биотитовые граниты, выступают в тех же областях, где выступают и последние.

Значительно меньшую роль, сравнительно с биотитовыми гранитами, также образуя иногда крупные массивы, играют граниты роговообманково-биотитовые; наиболее интересной разновидностью их является рапакиви, выступающий в значительных массах в Финляндии (окрестности Выборга, Аландские острова и др.), в Швеции (остров Роде Онгерман и др.). На Украине рапакиви образуют два крупных массива с размерами, превышающими каждый 1000 $км^2$. Рапакивидные граниты встречены также на Урале. Рапакиви характеризуется своей большей частью крупнозернистой структурой и составом из кварца, красноватого, сероватого или бурого микроклина, образующего обыкновенно крупные округлые, яйцевидной формы, зерна (порфировидные выделения), часто окруженные оболочкой из зеленого или иного цвета олигоклаза; эти же минералы вместе с роговой обманкой и биотитом образуют и основную массу породы, расположенную между овоидами микроклина; в украинском рапакиви присутствуют также в некоторых случаях оливин, моноклинный пироксен и бесцветная роговая обманка (киевит). Кроме того, присутствуют небольшие количества плавикового шпата, апатит, циркон, магнетит и другие минералы; окраска рапакиви в общем то зеленоватая, иногда довольно темная, то розовая и красноватая, иногда темнокоричневая, в некоторых случаях почти черная (Городище, Новая Александрия Одесской области).

Роговообманковые граниты встречаются довольно редко: Оденвальд, Англия, изредка в Финляндии, на Украине, также на Кавказе, в Армении, на Урале.

Сравнительно редко выступают пироксеново-биотитовые граниты, как, например, в некоторых местах Вогез, в небольшом количестве на Кавказе (Дамериг-даг), на Суматре; довольно широким развитием пользуются они на Украине, главным образом в Подолии по берегам Буга и Днестра; выступают и в Чигиринском районе (окрестности местечка Каменка); в них пироксен представлен по большей части гиперстеном (гиперстен-биотитовые граниты); в некоторых из них присутствует также и диаллаг, как, например, в гранитах на берегу р. Мурафы (Подолия).

Не чаще встречаются и пироксеновые граниты; диаллаговый гранит выступает на Магнитной горе (Южный Урал), на юго-востоке Украины; габбровые граниты Швеции содержат наряду с диаллагом также роговую обманку и биотит. Особенно интересны из них гиперстеновые граниты, выступающие в значительных массах по р. Бугу в Подолии, связанные с упо-

мянутыми выше гиперстен-биотитовыми гранитами как распространением, так и постепенными переходами; они отличаются темным, почти черным цветом, голубой окраской кварца, присутствием местами граната и диаллага. Чрезвычайно близкие породы выступают 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 ряде других мест 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; в то время как в гиперстеновом граните содержится до 73,5% SiO_2, 5,5% K_2O, 3,5% Na_2O, в норите, богатом гиперстеном, содержится всего 54,33% SiO_2, 0,59% K_2O и 3,52% Na_2O.

Безбородько выделяет среди чарнокитовых пород несколько разновидностей с местными названиями:

	Кислотность гранита и гранодиорита	Пироксена мало
Чарнокит		
Сабаровит . . .	SiO_2 более 70%	Пироксена 0—8%
Эпибугит	SiO_2 66—70%	Пироксена 0—8%
Мезобугит . . .	SiO_2 58—66%	Пироксена 5—20%
Катабугит . . .	SiO_2 52—49% и менее	Пироксена 15—40%

Термин «бугит» применяется им для гранитов, содержащих ортоклаз только в виде антипертита в плагиоклазе.

Мусковитовые граниты характеризуются обычно резко выраженным идиоморфизмом кварца, образующего бипирамидальные зерна; развиты в тех частях магматических бассейнов, где скопились в особенно больших количествах минерализаторы.

Довольно редко встречаются турмалиновые граниты, в которых биотит частично, иногда вполне, замещен черными, часто удлиненными кристаллами турмалина; известны, между прочим, в окрестностях Житомира (Соколова гора).

Особняком стоят породы, относимые некоторыми исследователями к гранатовым гранитам. Некоторые из них представляют собой зернистые гранитовидные гранат-кордиеритовые породы, характеризующиеся составом из микроклина, голубоватого кварца, граната, биотита, плагиоклаза, кордиерита; последний с характерными плеохроичными оболочками. Они пользуются широким распространением на северо-западе Украины, начиная от польской границы на северо-западе и далее южнее ст. Казатин и Винницы (Жежелев, Винница, Турбов и Липовец и др.); представляют собой глубоко преобразованные и интенсивно инъекцированные мергелистые породы.

Среди биотитовых, по преимуществу, гранитов иногда выделяют «щелочные» граниты, отличающиеся значительным содержанием в них одновременно окиси калия и натрия.

Крупное значение среди гранитов имеют породы, относимые к гранодиоритам. Гранодиориты занимают промежуточное положение между типичными гранитами, сравнительно богатыми калиевым полевым шпатом, и кварцевыми диоритами.

К гранодиоритам относят те граниты, в составе полевошпатового вещества которых ортоклаз присутствует в количестве 35—5% (Джогансен) или 33—10% (Гроут); более богатые ортоклазом граниты, с содержанием ортоклаза в полевошпатовом веществе 35—65%, относят к адамеллитам (по Гроуту, кварцевому монцониту); граниты окрашены в серые цвета; в них часто одновременно присутствуют биотит и роговая обманка.

Гранодиориты широко распространены как в Европейской, так и в Азиатской частях СССР, почти во всех тех районах, где развиты кислые магматические глубинные породы, также и в различных других частях земного шара, в частности в Кордильерах Америки на протяжении свыше 3000 *км*, в центральных частях США и в ряде других мест. Гранодиориты обычно тесно связаны переходами с кварцевыми диоритами и гранитами, с диоритами и габбро. По мере развития изучения гранитных массивов увеличивается площадь распространения гранодиоритов за счет последних. От гранитов гранодиориты отличаются большой 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 и отличаются рядом характерных особенностей химического и минералогического состава и связью с определенными типами более основных, чем они, пород, именно содержащих заместителей полевых шпатов, т. е. с породами, не насыщенными кремнекислотой; ненасыщенными в них являются щелочи, главным образом Na_2O, присутствующая иногда в количестве свыше 13%, в отличие от перидотитов, в которых не насыщены кремнекислотой MgO и FeO. Среди этих гранитов, в зависимости от присутствия того или иного темного минерала, различают щелочные биотитовые, эгириновые, эгирин-авгитовые, арфведсонитовые, рибекитовые, кросситовые граниты. В Европе и в Азии они играют сравнительно с нормальными гранитами вполне подчиненную роль. Известны на Кольском полуострове, к северо-востоку от Хибин, где они занимают площадь в тысячи квадратных километров, в окрестностях Осло (южная Норвегия), в Швеции, на Корсике, на Добрудже и в некоторых других местах. В больших массах щелочные граниты встречаются в виде отдельных массивов неравномерной, по большей части крупнозернистой структуры, окрашенные в зеленовато-черный цвет на юго-востоке Украины в районе Мариуполя, где среди них можно различать ряд разновидностей, в зависимости от характера темного минерала: гастингситовые, кросситовые, диаллагово-гастингситовые и др. Развиты они также в Гренландии, Северной Америке (Массачузетс, Колорадо и другие штаты), в Африке (Мадагаскар, Абиссиния).

Химический состав. 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 *c* по Ниггли; эти граниты характери-

зуются присутствием в них как калиевых полевых шпатов, так и плагиоклазов (кислых); они широко распространены во всем мире; их называют нормальными или щелочно-земельными гранитами. В противоположность им в других гранитах, пользующихся довольно широким распространением в Америке, в Африке, CaO почти совершенно отсутствует и преобладает Na_2O; граниты такого рода называются щелочными; в минералогическом отношении они характеризуются тем, что 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 и там, где они развиты, они играют вполне подчиненную роль по отношению к нормальным гранитам.

Весовое содержание различных окислов в гранитах следующее: SiO_2 около 70%, сумма щелочей $Na_2O + K_2O$ колеблется около 8%, обыкновенно несколько меньше; CaO обыкновенно меньше 3%, содержание MgO большей частью меньше 1%. В щелочных гранитах количество CaO понижается до десятых и сотых процента. При этом в гранитах, богатых пироксеном, обыкновенно содержится меньшее количество кремнекислоты и большее MgO, FeO и CaO, чем в богатых биотитом (табл. 19).

Формы залегания гранитов. Граниты по большей части образуют крупных размеров батолиты и штоки крайне разнообразных размеров, выступая 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*². Выборгский рапакиви занимает пространство в 10 000 *км*². Форма залегания некоторых гранитов приближается к форме залегания лакколитов. В некоторых случаях граниты образуют различного рода другие формы залегания, в частности жилы и дайки мощностью в несколько десятков и более метров.

Характерным является то, что обычно массивы гранитов, как и ряда гранодиоритов, отличаются тем, что состав и структура их сохраняются на больших пространствах без изменения. Это проявляется чрезвычайно характерно как в Финляндии, так и в пределах Украинской кристаллической полосы, где можно различать ряд различных по возрасту гранитных массивов, каждый из которых или группы которых обладают одинаковым химическим и минералогическим составом, структурой и окраской (коростышевский светлосерый крупнозернистый порфировидный гранит, антоновский серый мелкозернистый равномернозернистый биотитовый гранит, рапакиви и ряд других), также 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, характеризующиеся тем, что в них собрались в большом количестве темные составные части гранита (биотит, амфиболы, пироксены), также апатит, циркон, магнетит и др.; они носят название основных выделений (шлиров); в некоторых случаях образование их обусловлено

Химические анализы гранитов и гранодиоритов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
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	68,36	0,36	13,56	1,48	1,63	2,40	2,81	3,84	3,90	0,24
5	65,04	0,51	15,38	1,86	2,04	1,61	3,73	3,99	3,55	0,96
6	68,88	0,22	16,09	1,10	1,51	0,77	3,33	5,73	1,99	1,30
7	70,26	0,40	14,35	0,97	1,41	1,28	2,45	4,92	3,82	0,41
8	69,03	—	13,84	1,70	3,41	0,12	1,85	3,89	5,51	0,94
9	71,65	—	14,08	1,37	2,18	0,06	0,66	3,15	6,12	0,84
10	69,37	0,26	16,55	2,23	2,18	1,58	2,06	2,53	2,42	0,69
11	74,40	0,24	9,26	3,59	0,63	0,45	0,80	4,04	6,12	0,26
12	61,72	0,80	17,42	2,00	4,05	1,77	4,78	3,89	2,09	0,90
13	64,75	0,93	15,58	2,04	3,51	2,08	3,17	3,19	2,87	1,60
14	65,55	0,51	16,02	2,02	2,35	1,71	4,19	3,26	2,74	1,02
15	65,72	0,31	14,48	1,47	3,02	2,89	4,09	2,82	4,13	1,05

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*
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	296	34	26	13	27	0,4	0,6	3,4
5	265	37	22	16	25	0,4	0,4	3,0
6	298	41	15	15	29	0,2	0,4	3,2
7	316	38	17	12	33	0,3	0,5	3,6
8	315	37	20	9	34	0,5	0,04	3,6
9	381	44	16	4	36	0,6	0,02	4,0
10	320	45	27	10	18	0,4	0,4	3,3
11	420	30	22	5	43	0,5	0,2	4,9
12	219	36	27	18	19	0,3	0,3	2,5
13	256	36	30	14	20	0,4	0,4	2,9
14	265	38	24	18	20	0,4	0,4	2,9
15	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. Солонечный тип. Забайкалье. 5. Биотитовый гранит юрского возраста. Уровский тип. Забайкалье. 6. Биотитовый гранит. Сегозеро. 7. Роговообманково-биотитовый гранит, порфировидный, Верхнеамурский район. 8. Рапакиви. Малин. Киевская область. 9. Биотитовый гранит коростенского типа. Житомирская область. 10. Гранит. Неоинтрузия. Дзирульский массив. Кавказ. 11. Эгирин-авгитовый гранит. Река Поной, Кольский полуостров. 12. Гранодиорит. Котандинский массив. Алтай. 13. Гранодиорит. Алтай. 14. Гранодиорит. Чирагидзор. Грузия. Закавказье. 15. Гранодиорит. Река Керак-Амур.

присутствием в граните захваченных при извержении его глыб осадочных и других пород, частично сохранившихся и перекристаллизованных; в других случаях в граните наблюдаются светлые участки — в виде жил аплитов или неправильных участков и жил пегматитов, характеризующихся составом главным образом из кварца, и жил пегматитов, характеризующихся составом главным образом из кварца и полевых шпатов.

Формы отдельности гранитов большей частью параллелепипедальные (табл. III, рис. 1 и 2), в некоторых случаях столбчатые или пластообразные, иногда неправильные. При особенно сильной степени разрушения гранита он распадается на отдельные глыбы, нагроможденные одна на другую, — получается море скал (развалки). При быстром и энергичном разрушении гранитов, если граниты притом сланцеваты, получаются в высоких горах остроконечные гребни (Альпы, табл. XVIII, рис. 1), в низких горах, когда разрушение уже подвинулось далеко вперед и гранит массивен, получаются сглаженные формы гор и покатые склоны (Германия, Америка, табл. XVIII, рис. 2).

Возраст гранитов. Возраст гранитов разнообразен. В большинстве случаев граниты входят в состав докембрийских образований, залегая в виде батолитов, штоков, лакколитов, даек в древних гнейсах (Украина, Фенноскандия, Канада и др.) и тогда возраст их в большинстве случаев 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, некоторые граниты Франции и других стран; возраст их палеозойский. Наконец, в некоторых местах граниты проникают в более юные слои и изменяют их; возраст их частью мезозойский (граниты Забайкалья, Альп, Пиреней, Карпат, на острове Сахалине жилы гранитов прорезают меловые сланцы), иногда они кайнозойские (граниты Анд в Южной Америке).

Ряд гранитов в Восточной Сибири, Восточного Забайкалья относится к образованиям юрского возраста. Точно так же многие интрузии гранодиоритов и тесно связанных с ними глубинных пород (кварцевых диоритов и гранитов) Закавказья (район Чирагидзора, Кедабека, Дашкесана) и Центрального Кавказа относятся к образованиям юрского или более юного возраста, вплоть до третичного (неоинтрузии)

Изменения гранита после образования его могут быть обусловлены различными причинами: а) влиянием газов и паров, подымающихся из недр земли (пневматолитические процессы); б) влиянием атмосферных вод (явления выветривания); в) действием горообразующих сил (динамометаморфизм).

Под влиянием пневматолитических процессов могут происходить глубокие изменения гранитов; в некоторых случаях они теряют полевой шпат, который замещается кварцем и литиевой слюдой, — получается грейзен; в других случаях в нем появляются в большом количестве турмалин и другие минералы,

иногда он постепенно переходит в тальковый агрегат. Можно думать, что переход гранита в каолин часто обусловлен пневматолитическими процессами.

Под влиянием выветривания в гранитах появляется буроватая окраска, граниты пронизываются массой тонких трещинок и, мало изменяя свой состав, разрыхляются, получается так называемая жерства. В других случаях полевые шпаты переходят главным образом в агрегат мелких серицитовых чешуек (серицитизация гранита), или полевые шпаты при разрушении своем 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.

Для характеристики процессов каолинизации гранитных пород можно привести анализы пород из Коунрада (Казахстан), по Наковнику (1937 г.), где гранит (анализ 1) постепенно переходит в породу (анализ 2), обогащенную каолиноподобным минералом с резким увеличением пористости породы.

Таблица 20

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании	Пористость	Удельный вес
1	71,57	0,39	14,37	1,30	0,89	0,55	1,35	3,66	4,25	0,60	1,89	2,65
2	65,45	0,37	19,49	3,57	0,32	0,37	0,02	0,21	0,37	0,21	22,53	2,53

В некоторых случаях одновременно с образованием каолина в довольно большом количестве получается опал; с каолином опал дает довольно твердую белую массу — пеликанит; эти граниты получили название пеликанитовых; в больших массах такие граниты выступают в северной части Украины.

При горообразующих процессах развивается сильное одностороннее давление, под влиянием которого составные части гранитов раздробляются в большей или меньшей степени; кварц при этом прежде всего приобретает волнистое угасание; при вращении столика микроскопа между скрещенными николями зерно угасает не сразу, но угасание проходит как бы волной по зерну. При более сильном раздроблении зерно кварца распадается на большее или меньшее число отдельных, независимо одни от других, угасающих участков, причем часто наблюдается распределение этих участков столбами, получается катаклазовая структура; при более сильном раздроблении структура может быть названа мозаичной. В полевых шпатах катаклазовые явления обыкновенно выражены более слабо, но и здесь иногда зерна распадаются на агрегат более мелких зерен; в плагиоклазах наблюдаются изогнутие 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, чешуйки слюд (милонит и ультрамилонит); такого рода раздробление гранитов наблюдается в гиперстеновых и гиперстеново-биотитовых гранитах Гнивани(Подолия), в некоторых биотитовых гранитах юга Киевской области, в приазовской части Украины и др. 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 направлению давления.

Контакты гранитов с другими породами. Во время интрудирования и остывания гранитной магмы в породах, находящихся вблизи ее, могут происходить глубокие изменения, обусловленные как высокой температурой гранитной магмы, так и действием тех газов и паров, которые выделяются из магмы во время ее затвердевания; эти изменения тем больше: а) чем больше масса гранитной магмы и б) чем на большей глубине происходит изверженне магмы. Различные породы неодинаково сильно изменяются.

1. Контакты с глинистыми сланцами. В контактах с гранитом глинистые сланцы испытывают глубокие изменения, в одних случаях без изменения химического состава (происходит простая перекристаллизация 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 могут начать кристаллизоваться и некоторые новые минералы, именно андалузит (разновидность его хиастолит); 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 теряется, и при сохранении сланцеватости получаются слюдяные сланцы и гнейсовидные породы; если же при этом сланцеватость исчезает, получается ясно кристаллическая роговиковая порода, называемая также корнубианитом, в котором иногда присутствует и кордиерит частью в виде порфировидных крупных зерен. Эти породы часто характеризуются тем, что зерна почти всех минералов, входящих в их состав, исключая андалузит, гранат и некоторые другие, обладают неправильными, аллотриоморфными изометрическими очертаниями; получается типичная роговиковая или мостовидная структура, весьма сходная со сложением булыжной мостовой. Данный тип метаморфизма наблюдается в тех случаях,

когда контакт имеет место не на 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), где глинистые сланцы по мере приближения к граниту сперва становятся пятнистыми, затем слюдистыми; 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.

Еще на 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 *инъецирует* их по сланцеватости часто огромным числом тонких прожилков, прослеживаемых иногда на значительном расстоянии от гранитного массива. Такие породы носят название *инъецированных*; самый тип преобразования глинистых сланцев в инъецированных гнейсах называется *инъекционным метаморфизмом*; в районе 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, в Баварском лесу, а также во всех районах развития докембрийских образований (Фенноскандия, Украинский кристаллический массив и т. д.).

Наконец, на еще большей глубине или там, где подъем изотерм достаточно велик, происходят процессы расплавления, растворения, вплавления, ассимиляции глинисто-сланцевых пород гранитной магмой, т. е. происходят явления, характеризуемые как процессы мигматизации и магматизации, связанные с повышением температуры и обилием минерализаторов.

Значительным разнообразием метаморфизующего влияния отличаются граниты Урала, образующие штоки и лакколиты, оказавшие контактно-метаморфизующее влияние на окружающие породы, с образованием в них скарнов и роговиков, но не сопровождающиеся инъекциями и процессами фельдшпатизации, со слабым развитием пегматитов. Более значительные массивы гранитов приближаются по своему характеру к батолитам, но без отчетливых признаков мигматизации, не сопровождаемые поэтому и гнейсами; их остывание, очевидно, происходило не на особенно большой глубине. Наконец, имеются также типы гранитных массивов особенно крупных размеров, тесно сливающихся с окружающими породами, с очень сложным комплексом магматических и метаморфических пород, где ясно выступают процессы мигматизации,

инъекции и глубокого воздействия гранитов на окружающие породы (украинский докембрий, Фенноскандия и др.). Очевидно, здесь мы имеем признаки того, что эти граниты образовались на различных глубинах при различных физико-химических условиях.

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. Чаще благодаря присутствию различного рода примесей, в том числе окислов железа, глинозема и кремнекислоты, частью благодаря привносу нового материала в летучем состоянии из гранитной магмы, карбонатные породы перекристаллизовываются с образованием ряда новых минералов, среди которых видную роль играют прежде всего кальциевые алюмосиликаты, такие как гранаты (гроссуляры), везувиан, эпидот, цоизит, диопсид и др.; образуется 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 с возможностью проникновения в них новых элементов и соединений связано с процессами вытеснения CO_2 из карбонатов и тем, что CaO и MgO в момент их образования особенно интенсивно реагирует с другими окислами.

3. Контакты с кремнистыми породами. Кремнистые породы, в противоположность карбонатным и глинистым породам, обычно не содержат ни CO_2, ни H_2O; в их состав входит свободная кремнекислота по 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, подымаясь 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, охватывающие в отдельных случаях десятки тысяч квадратных километров в местах их обнаженности и, несомненно, бóльшие 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 расщеплении (дифференциации) ее.

В ряде случаев граниты переходят в сиениты, отличающиеся малым содержанием кварца или отсутствием его, большим содержанием темных минералов, среди которых преобладающую роль приобретает роговая обманка, вместо биотита гранитов; в других случаях они сменяются гранодиоритами, затем кварцевыми диоритами и диоритами, отличающимися отсутствием калиевого полевого шпата, также большим содержанием темноцветных минералов, обычно роговой обманки, чем граниты. Через те же породы граниты связываются с габбровыми породами, частью безоливиновыми, отличающимися содержанием преобладающего 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 случаях и пироксенитов, отличающихся присутствием натрия, входящего в то же время в состав характерных для щелочных пород натровых пироксенов и роговых обманок, между прочим, зеленого натро-железистого эгирина (район Мариуполя, Ильменских гор, Хибин и др.). Типичным примером является юго-западная окраина Донбасса, где среди палеокембрийских пород мы находим следующий ряд пород в тесной связи 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 — наличием значительного содержания щелочей, среди которых преобладает натрий, в особенности в нефелиновых сиенитах, и наличием своеобразных щелочных роговых обманок, относимых к обычно редким типам — гастингситам и др., которые входят в состав ряда средних и кислых пород.

С другой стороны, в северной части Урала имеется область пород, начиная от основных — дуниты — перидотиты — пироксениты, через различные типы оливиновых и безоливиновых габбро, до диоритов — сиенитов — гранитов.

Области пород, тесно связанных друг с другом условиями нахождения, при резком проявлении присутствия во всех породах играющей видную роль MgO, находится в северо-западной части Украины; развитые здесь перидотиты, габбро, нориты, гиперстеновые диориты и гиперстеновые граниты характеризуются присутствием магнезиального силиката — гиперстена, общего для всех пород, одновременно близки и по отдельным частям химического состава.

Все эти группировки родственных по химическому и минералогическому составу пород, тесно связанных друг с другом пе-

реходами, можно объяснить только тем обстоятельством, что они образовались из одной и той же магмы, из одного и того же первичного магматического бассейна, путем расщепления этой магмы на части и скопления в одних частях магматического бассейна основных пород, в других — более кислых. Причинами были изменения прежде всего температурных условий и давления, возможно, явления вплавления соседних пород, которые, изменяя состав магмы, вызывали в ней конвекционные токи; большую роль играли время и размеры самих магматических бассейнов; при крупных бассейнах и очень длительной спокойной диференциации происходили крупные изменения состава различных участков магмы.

Одновременно с этим в области развития гранитов находим также значительное развитие пород, сопровождающих граниты и являющихся отщепенцами или структурными разновидностями гранита с концентрацией элементов, характерных для определенных химико-минералогических типов гранитов.

В гранитной магме присутствуют обычно 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 получается выделение из нее двух образований, в зависимости от глубины нахождения гранитной магмы.

На большой глубине жидкие магмы дают начало гранитам; одновременно в отдельных участках обычно неправильными растянутыми пятнистыми массами выделяются пегматит-пневматолитические образования, преимущественно в верхних частях бассейнов.

В более высоких горизонтах к жидкомагматическим и пневматолитически-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.

Структурные особенности отдельных участков гранитных массивов. Одновременно с перераспределением главных окислов, идущих на образование минералов, входящих в состав гранита, идут процессы перераспределения также и тех газообразных веществ, которые присутствуют в гранитной магме. Вместе с концентрацией в гранитной магме кремнезема и щелочей обычно идет процесс концентрации в отдельных участках ее газообразных веществ (минерализаторов); к этим же участкам притекают и значительные количества SiO_2, K_2O, Na_2O, но не окислов железа; при остывании таких участков благодаря присутствию большого количества минерализаторов и определенного состава смеси окислов, идущих на образование минералов, выделяются крупные кристаллы калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и мусковита. Такого рода породы называются пегматитами; среди них можно различать разности с гранитной структурой при очень крупных размерах отдельных кристаллов, т. е. такие, где кри-

сталлы 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, именно бор, идущий на образование турмалина, в других случаях — редкие земли групп лантана и дидима, лития, цезия и рубидия, тантала и ниобия, иногда также урана.

Пегматиты, обладающие характерным для гранитов составом из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и мусковита, дают:

1) типичные крупнозернистые структуры с выделением, используемых благодаря этому как минеральное сырье крупных кристаллов полевых шпатов, кварца и мусковита; ряд пегматитовых жил беден окислами железа, иногда и мусковитом (в типичных пегматитах); 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 (Карелия, Восточная Сибирь, Вишневые горы, Бердянский район Украины); иначе используются целиком для перемола для нужд фарфоровой промышленности как смесь кварца и полевого шпата;

2) скопления типичных минералов, в которых концентрируются такие особенно ценные элементы, могущие эксплоатироваться, как тантал, ниобий, цезий, литий, рубидий, лантан, дидим, церий и др., в тех случаях, когда они (правда, редко) присутствуют в достаточном количестве.

В том случае, когда из обогащенных щелочами, глиноземом и кремнекислотой участков удалены в более или менее значительной степени летучие вещества, при остывании получаются аплиты, состоящие из мелкозернистой массы кварца, ортоклаза и плагиоклаза.

Так как при расщеплении получаются породы, обогащенные окислами железа и магния со сравнительно малым содержанием кремнекислоты, в гранитах могут образоваться черные породы, носящие общее название лампрофиров; в породе такого рода, носящей название минетте, связанной с гранитами, присутствует в большом количестве биотит, преобладающий над плагиоклазом и ортоклазом.

В зависимости от того, с какими типами гранитов связаны аплиты и лампрофировые породы, получается характерный состав этих последних: так, в породах, связанных с щелочными гранитами, присутствуют альбит, щелочные роговые обманки или пироксены.

При добыче гранитов огромное значение имеет присутствие трещин отдельности, значительно облегчающих разработку этих пород; они зато мешают добыче крупных параллелепипедов. Во многих случаях при разработке гранитов обращается внима-

ние 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 горообразующими процессами, частью сжатием во время охлаждения или расположением листочков биотита. Наиболее удобны для добычи гранитов области, не затронутые горообразующими процессами, мало благоприятны — затронутые ими.

Сопротивление давлению гранитов в среднем 1500 *кг/см*²; иногда (в крупнозернистых разновидностях) оно понижается до 500 *кг/см*², в других (мелкозернистых) повышается до 2000 *кг/см*², в некоторых случаях даже до 3000 *кг/см*².

Быстрые изменения температуры вредно отражаются на гранитах; они сравнительно быстро разрушаются, что наблюдалось во время пожаров построек. Хорошо противостоят изменениям погоды, в особенности в более мелкозернистых разновидностях. Сравнительно легко поддаются обработке и полировке. Пористость и изнашиваемость их малы. Окраска часто красивая (белая или светлосерая, красноватая, изредка зеленоватая — окрестности местечка Городище, Киевской области, в Одесской области у Новой Александрии — черная). В присутствии серного колчедана с течением времени появляются бурые пятна.

Применяются чрезвычайно часто в постройках (фундаменты, лестницы, колонны), при устройстве водопроводов, железнодорожных сооружений, мостов, для изготовления монументов, для облицовки зданий и т. д.; прекрасный камень для жерновов (окрестности Богуслава, Киевская область). Слюды из пегматитов широко применяются в технике (Мама, Канада, Карелия), для ламповых цилиндров, печей, в электротехнике и т. д.; полевой 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 характерных и ценных металлов, главным образом слабо сконцентрированных Pb, Zn, Ag, Mo, Sn, W, Be, Hg, Sb, Au и других близких им металлов, а также разнообразных редких элементов.

Во время процесса 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, образуя пневматолитические рудные месторождения, где скоплялись главным образом Sn, Mo, W, Be. При продвижении в более высокие и охлажденные горизонты земной коры пары воды давали горячие растворы, переносившие ряд растворенных в них соединений металлов далее; эти соединения вместе с нерудными минералами отлагались в так называемых гидротермальных месторождениях, в трещинах или, если гидротермальные растворы протекали через сравнительно легко раство-

римые карбонатовые породы, например известняки, доломиты, горячие растворы 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 давлении, выпадали руды Pb, Zn, Ag, иногда Cu и Au; в более высоких, 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 — месторождения Абагатуйское и Калангуевское, Солонечное, Такобское около Сталинабада в Таджикистане).

Обычно одновременно с передвижением газообразных веществ или гидротермальных растворов эти последние оказывают сильное действие на окружающие породы и превращают их в мутные тонкозернистые или плотные агрегаты вторичных минералов. Разнообразные процессы разрушения первичных пород находятся в зависимости от того, каков минералогический состав разрушаемой породы; в результате получаются процессы серицитизации, каолинизации, соссюритизации, эпидотизации, пропилитизации и т. д. первичных пород. В ряде случаев просходит на большом протяжении от гранитного массива выщелачивание из первичных пород ряда соединений, главным образом щелочей, и замена первичных минералов кремнекислотой, с образованием 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 (табл. XIX, рис. 1—6, табл. XX, рис. 1), названные так Ю. Ротом по своему нахождению на Липарских островах близ Сицилии, называемые также *риолитами*, третичного и послетретичного возраста, и дотретичные *кварцевые порфиры* представляют собой излившиеся аналоги глубинных щелочноземельных гранитов.

Они характеризуются порфировой структурой, содержат кристаллы *кварца*, иногда хорошо образованные, таблитчатые по (010) кристаллы *санидина* в липаритах, *ортоклаза* в кварцевых порфирах, к которым иногда присоединяются выделения кислого или среднего плагиоклаза[1]; 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, окрашенная в различные светлые цвета: белый, сероватый, красноватый, желтоватый; в присутствии большого количества стекла она темная до черной; под микроскопом напоминает по структуре своей тончайший гранит — микрогранитовая основ-

[1] В свежих породах плагиоклаз почти всегда андезин, в измененных (кварцевых порфирах) он частично альбитизирован.

ная масса в микрогранитах. Иногда в ней полевой шпат прорастает кварцем (микропегматитовая основная масса); часто она состоит из тончайших чешуек и волоконец и по химическому составу подходит 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 волоконец в ней получается также сферолитовая 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 наблюдаются флюидальные явления, видимые часто простым глазом; особенно резко выражены кристаллиты в г е л л е ф л и н т е, представляющем очень плотный (фельзитовый) порфир, выступающий в Швеции.

Относительные количества основной массы и выделений крайне непостоянны; в некоторых случаях значительно преобладают выделения — получаются н е в а д и т ы (неовулканические) и к р и с т а л л п о р ф и р ы (палеовулканические). В противоположных случаях получаются фельзиты. Среди стекловатых разностей можно различать следующие: о б с и д и а н, или вулканическое стекло, со стеклянным блеском; состав его тождествен составу липаритов и кварцевых порфиров; он почти вполне лишен воды; окраска его чаще всего черная, иногда (окрестности озера Севан в Армении) бурая, различных оттенков; п е х ш т е й н, или смоляной камень (витрофир), представляет собой вулканическое стекло, богатое водой (до 10% H_2O), окрашенное то в черный, то в красноватый и светлозеленый цвета, с жирным блеском (Саксония, окрестности Мейсена).

П е р л и т представляет собой стекло с массой перлитовых трещинок, идущих по шаровым поверхностям (перлитовая структура).

П е м з а — вулканическое, чрезвычайно богатое порами, стекло, настолько легкое, что может держаться на поверхности воды. Если в пехштейне присутствуют вкрапленники, получается п е х ш т е й н о в ы й п о р ф и р (кварцевый витрофир).

Промежуточное положение между порфировидными гранитами, с одной стороны, м и к р о г р а н и т а м и — с другой, занимают г р а н и т - п о р ф и р ы, основная масса которых мелкозерниста; отдельные минералы в последней различаются невооруженным глазом лишь с трудом. Излившиеся и интрузивные аналоги щелочных гранитов представлены неовулканическими к о м е н д и т а м и и более бедными кварцем п а н т е л л е р и т а м и (остров Пантеллерия на Средиземном море), и палеовулканическими кварцевыми к е р а т о ф и р а м и (альбитофирами) (табл. XIX, рис. 2, табл. XX, рис. 1) (гора Магнитная на Урале, Карадаг в Крыму, ряд мест Кавказа и т. д.)

Комендиты и пантеллериты характеризуются присутствием щелочных полевых шпатов, в частности анортоклаза, натровых пироксенов и амфиболов; плагиоклазы отсутствуют.

Таблица 21

Химические анализы липаритов и кварцевых порфиров

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
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	70,99	Следы	10,08	2,45	0,24	0,41	1,65	2,72	2,08	4,29
4	73,19	0,18	14,53	0,43	0,69	0,59	0,51	4,71	4,17	0,76
5	71,75	—	15,62	0,34	0,57	0,16	0,52	6,12	4,42	0,40
6	72,50	0,08	14,53	2,04	1,32	1,12	1,66	3,87	1,46	1,03
7	67,08	0,63	13,05	1,00	5,38	2,51	1,49	4,40	0,95	2,11
8	74,97	0,32	12,11	2,03	0,98	0,25	0,32	3,96	4,42	0,24
9	72,27	0,73	11,86	3,53	1,75	0,82	1,03	5,81	0,24	—
10	73,95	0,24	11,88	3,72	0,07	0,39	0,29	5,94	1,45	1,94
11	70,77	—	15,80	0,86	2,73	0,52	0,25	5,03	2,70	1,20
12	73,17	—	14,33	2,24	—	0,44	2,14	3,78	4,45	—

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*	
1	500	44	10	5	41	0,6	0,2	5,5	
2	540	48	2	6	44	0,4	0,6	5,5	
3	497	42	18	12	28	0,3	0,2	5,2	
4	403	47	10	3	40	0,4	0,5	4,1	
5	367	47	5	3	45	0,3	0,25	3,8	
6	375	44	22	9	25	0,2	0,4	3,9	
7	295	33	39	7	21	0,1	0,4	3,4	
8	442	42	16	2	40	0,5	0,1	4,7	
9	342	36	28	6	30	0,02	0,2	4,2	
10	422	40	20	2	38	0,1	0,2	4,5	
11	360	47	19	1	33	0,3	0,2	3,6	
12	375	43	12	12	33	0,4	0,3	4,0	

1. Липарит. Колымский край. 2. Обсидиан; 1,62% H_2O. Колымский край. 3. Липарит (палеолипарит); 4,48% H_2O. Карадаг. Крым. 4. Кварцевый порфир. Верхнеамурский район. 5. Фельзит. Верхнеамурский район. Река Амур. 6. Кварцевый порфир. Кедабек. Закавказье. 7. Кварцевый порфирит, излившийся аналог гранодиорита. Азербайджан. 8. Щелочной гранит-порфир. Экибастуз. Казахстан. 9. Кварцевый альбитофир. Полярный Урал. 10. Кварцевый кератофир. Средний Урал. 11. Кварцевый кератофир. Река Рыбная. Енисейский округ. 12 Липарит. Гора Бештау. Кавказ.

В химическом отношении липариты и кварцевые порфиры чрезвычайно сходны с гранитами, от которых отличаются лишь несколько бо́льшим содержанием кремнекислоты и меньшим окислов железа и магния.

Липариты и кварцевые порфиры широко распространены в различных частях света; образуют потоки, покровы, иногда за-

лежи, жилы и лакколиты. Липариты встречаются в значительных массах на Камчатке, на Кавказе, в Армении. Они же образуют некоторые лакколиты окрестностей Пятигорска, причем здесь характеризуются тем, что приближаются к аналогам щелочных гранитов — пантеллеритам. В громадных массах выступают в Северной Америке, на северо-западе ее (Скалистые горы), также на Липарских островах и др. Обсидианы в больших массах выступают в Армении около озера Севан, около Арарата и в других местах, перлиты с полосатой структурой (мареканиты) известны на берегах р. Мареканки, впадающей в море около Охотска; найдены обсидианы с полосатой и перлитовой структурами на острове Унга, к востоку от Камчатки. Кварцевые порфиры в больших массах выступают во многих местах СССР на Волыни (Овручский и Новоград-Волынский районы), Урале, Алтае, в ряде других мест на азиатской территории СССР.

Возраст кварцевых порфиров и кератофиров преимущественно каменноугольный, пермский и триасовый, иногда юрский (Центральный Кавказ), в Англии силурийский. Из липаритов многие — третичные; современные вулканы, повидимому, совершенно не изливают липаритов. Под влиянием горообразующих сил кварцевые порфиры и кератофиры легко превращаются в серицитовые сланцы (Альпы, Саксония, Таунус и др.). В кварцевых порфирах нередко наблюдается параллелепипедальная отдельность, часто также столбчатая, редко шаровая; то же и в липаритах.

Кварцевые порфиры, как и липариты и другие близкие породы, сопровождаются рыхлыми продуктами извержения, именно пеплом (табл. XIX, рис. 5 и 6), песком, лапилли, иногда и бомбами; рыхлые продукты извержения, получающиеся в результате взрывов паров воды при извержении, в особенности те, которые сопровождают кварцевые порфиры, обыкновенно 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. Благодаря последнему они широко применяются при изготовлении цемента для морских сооружений. Месторождения их имеются на Карадаге в восточном Крыму; здесь трасс окрашен частью в зеленые цвета различных оттенков.

Кварцевые порфиры применяются в качестве камня для мостовых, реже в постройках; иногда для украшений (кварцевый порфир Эльфдалена в Швеции). Сопротивление давлению сильно меняется, обычно 1500—2000 *кг*, иногда до 3000 *кг*. Кварц-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 каолин.

Крупное промышленное значение имеет пемза, как абразивный и строительный материал (дает в смеси с цементом легкий и крепкий строительный материал); широко развита в Армении, мощными пластами.

ГРУППА СИЕНИТОВ—ТРАХИТОВ

В состав группы сиенита — трахита (табл. XX, рис. 2—5) входят породы, главным минералом которых является щелочной (калиевый) полевой шпат наряду с другими—кислыми плагиоклазами и темноцветными минералами, в первую очередь роговыми обманками, далее пироксенами и биотитом.

От гранитов — липаритов сиениты — трахиты отличаются почти полным или полным отсутствием кварца, от диоритов — андезитов — присутствием калиевого полевого шпата; сиениты тесно связаны переходами через кварцевые сиениты с пересыщенными SiO_2 гранитами, через сиенит-диориты с диоритами, через габбро-сиениты с габбро; сиениты также тесно связаны с ненасыщенными кремнекислотой породами — нефелиновыми сиенитами и фонолитами. Как и среди группы гранита — липарита, здесь также выделяются две подгруппы нормальных или щелочноземельных сиенитов — трахитов и щелочных (натровых) сиенитов — трахитов.

Присутствие среди главных составных частей таких минералов, как щелочных (калиевых) полевых шпатов, роговой обманки и биотита, указывает на значительную вязкость данных магм в случае отсутствия в них летучих компонентов.

I. Щелочноземельный ряд

Первичные минералы: главные — калиевый полевой шпат, средний или кислый плагиоклаз (андезин, олигоклаз), амфиболы, биотиты, моноклинные пироксены, ромбические пироксены; второстепенные — кварц, циркон, титанит, магнетит, редко оливин, пирит.

Вторичные минералы: серицит, каолинит, хлорит, уралит, серпентин.

II. Щелочный ряд

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 с обычными для кварца гранитов свойствами.

Щелочные полевые шпаты представлены ортоклазом и микроклином. Из плагиоклазов чаще всего присутствуют члены ряда олигоклаза и андезина. В щелочных сиенитах, представляющих собой как бы продолжение таких же гранитов, плагиоклаз 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 пиро-

ксены 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, оливин в виде черных и темнозеленых неправильных зерен, изредка (в щелочных сиенитах) нефелин и содалит, играющие, как и оливин, второстепенную роль.

Благодаря обычно довольно большому содержанию темных минералов сиениты часто более темно окрашены, чем граниты, причем и здесь особенно темны сиениты, богатые пироксенами.

Структура очень сходна со структурой гранитов; в них также иногда наблюдается склонность к порфировидной структуре; в некоторых случаях наблюдается отчетливо выраженная флюидальная структура благодаря тому, что табличатые кристаллы полевых шпатов располагаются взаимно параллельно. Последовательность выделений та же, что и в граните.

Удельный вес сиенитов около 2,773 (Дэли); монцонитов 2,805 (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 ряд типов.

Нормальные сиениты. Главными представителями роговообманковых сиенитов являются сиениты окрестностей Дрездена в Плауене (Саксония), затем также сиенит из окрестностей Биеллы в Пьемонте (Италия). В СССР известны в ряде мест Сибири, Урала и других районов; хотя они и не пользуются особенно широким распространением, однако имеют большое практическое значение, так как с ними связаны месторождения железных руд гор Благодати и Высокой; в области этих рудных месторождений они представлены также и авгитовыми разностями и связаны переходами с сиенит-диоритами и кварцевыми диоритами. На горе Магнитной играют второстепенную роль; связаны переходами с гранитами, образуя местные фациальные изменения их.

Биотитовые сиениты встречаются реже роговообманковых; таковы слюдяные сиениты Шварцвальда.

Пироксеновые сиениты могут быть различного характера. Известны сиениты типа Греба, в которых пироксен представлен диопсидом. Совершенно иной характер носит пироксеновые сиениты, выступающие в нескольких местах в Житомирской области (местечко Горошки, с. Шершни и др.), характеризующиеся составом из ортоклаза (микропертита), диаллага и плагиоклаза, с примесью гиперстена, роговой обманки и других минералов, мелкозернистые и темноокрашенные; иногда переходят в габбро-сиенит, в более основных типах этих сиенитов присутствует также оливин, и тогда получается оливин-пироксеновый сиенит.

К пироксеновым сиенитам принадлежат также и авгитовые сиениты, носящие название монцонитов (табл. XX, рис. 2, 3) по месту их нахождения в Тироле; эти породы состоят из ортоклаза, плагиоклаза и авгита, как главных составных частей, и характеризуются, между прочим: a) сильным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к микроклину и ортоклазу; b) сравнительно

основным характером плагиоклаза; с) крайне непостоянным меняющимся составом — на небольшом пространстве встречаются как более основные, содержащие оливин, так и более кислые, содержащие кварц, разновидности монцонитов; характерно для них далее то, что калиевый полевой шпат и плагиоклаз присутствуют в них приблизительно в равных относительных количествах (Брегер); в химическом отношении отличаются почти одинаковым содержанием CaO и щелочей. Содержание 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 др.

Щелочные сиениты. Распространение щелочных сиенитов связано с щелочными гранитами; выступают они в небольших массах в южной Норвегии (окрестности Осло), где они получили название нордмаркитов; характеризуются сравнительно большим содержанием биотита, часто баркевикита, как и почти тождественные с ними пуласкиты Северной Америки, выступающие в штате Арканзас, присутствуют также в юго-западной части Восточной Сибири; 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 лаурвикиты Норвегии, представляющие собой светлосерые до черно-серых, иногда красные, очень крупнозернистые породы, в состав которых входят щелочные полевые шпаты, имеющие ромбические очертания, частью сходные с адуляром, и часто с красивым отливом, и темный минерал, большей частью пироксен (титан-авгит). Щелочные сиениты, содержащие из темных минералов почти исключительно натровый амфибол, получили название умптекитов (Умптек на Кольском полуострове). Нефелиновые сиениты развиты также в Ильменских горах, где они отделяют нефелиновые сиениты от гранито-гнейсов, а также в Приазовьи.

Химический состав. Сиениты разделяются на две большие группы: нормальные или щелочноземельные сиениты и щелочные сиениты, с теми же особенностями минералогического и химического состава, как и граниты. Содержание кремнекислоты в сиенитах меньше, чем в гранитах, и колеблется около 60%, с крайними колебаниями от 55 до 65%; Al_2O_3 в нормальных сиенитах 15—17% и до 20% в некоторых щелочных сиенитах; сумма щелочей 7—9% в первых, 10—12% во вторых, причем в последних Na_2O обыкновенно преобладает над K_2O; малое содержание SiO_2 обусловливает отсутствие в сиенитах кварца или присутствие его в малом количестве, изредка присутствие в небольшом количестве оливина (табл. 22).

Формы залегания сиенитов — штоки и жилы — аналогичны гранитам, но всегда незначительных размеров; крупных размеров достигает шток сиенита Биеллы в Италии (6×9 *км*). Возраст так же разнообразен, как и гранитов. Контактные изменения весьма

Таблица 22

Химические анализы сиенитов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	60,19	0,67	16,28	2,74	3,28	2,49	4,30	3,98	4,49	1,16
2	56,10	1,12	15,80	1,71	6,72	6,01	7,20	3,16	1,38	—
3	53,86	0,56	20,25	2 97	3,68	2,94	5,85	3,54	4,43	1,59
4	52,90	0,90	19,31	4 81	3,63	2,85	7,59	3,32	3,53	1,20
5	60,10	0,24	20,82	1,68	1,15	0,57	2,66	5,66	5,64	1,00
6	56,03	1,62	17,22	5,66	0,69	0,24	2,14	5,68	7,11	2,00
7	58,85	0,64	14,92	2.11	4,33	4,97	4,31	3,45	5,52	0,85
8	60,96	—	19,38	1,24	1,20	0,23	3,48	6,08	5,43	1,44
9	60,19	—	16,28	2,74	3,28	2,49	4,30	3,98	4,49	1,16
10	52,34	—	34,60	0,45	—	0,16	0,20	4,77	6,58	0,40

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*	
1	200	32	29	16	23	0,4	0,4	2,4	
2	174	25	43	21	11	0,2	0,6	2,0	
3	160	35	29	18	18	0,5	0,5	1,8	
4	150	32	30	23	15	0,4	0,4	1,8	
5	220	45	11	10	34	0,4	0,3	2,3	
6	208	37	19	8	36	0,5	0,1	2,2	
7	179	27	38	14	21	0,5	0,6	2,3	
8	214	40	14	13	33	0,4	0,1	2,4	
9	202	32	29	16	23	0,4	0,4	2,4	
10	175	68	2	1	29	0,5	0,5	1,5	

1. Средний сиенит по Дэли. 2. Габбро-сиенит. Катунские Альпы, Алтай. 3. Сиенит-диорит. Озеро Севан. Армения. 4. Монцонит. Река Занге. Армения. 5. Сиенит. Неоинтрузия. Аджаристан (48% анортоклаза, 44% плагиоклаза и 27,5% биотита). 6. Щелочной сиенит. Конт-озеро. Хибинский массив 0,41% CO_2; 0,77% H_2O. 7. Гранито-сиенит (мангерит). Кольский полуостров (Полканов). 8. Средний сиенит по Дэли (из 50 анализов). 9. Средний щелочной сиенит по Дэли (из 23 анализов). 10. Нордмаркит (корундовый). Кыштым. Урал.

сходны. Применение сиенитов такое же, как и гранитов. Сопротивление давлению в них от 1500 до 2000 *кг/см*^{2}.

Между породами, относящимися к группе сиенитов как щелочноземельных, так и щелочных, наблюдаются постепенные переходы в отдельных районах их развития как в более кислые, так и в более основные со всеми стадиями перехода 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 которых скопляются также и рудные массы, как это очень отчетливо наблюдается на горе Высокой (Урал), где главная масса рудных залежей связана со скарновыми породами в контакте с сиенитом.

Типичным считается также контакт между монцонитами и триасовыми доломитами и известняками в Тироле (Альпы). В контакте с карбонатными породами сами монцониты дали крайне разнообразные разновидности, начиная от сильно основных монцонитов, содержащих, кроме авгита, также и оливин, до особенно кислых, также содержащих авгит, но, кроме того, и кварц. Карбонатные породы дали здесь начало кристаллическим карбонатным породам с различными силикатными и другими минералами: гранатом, везувианом, авгитом, шпинелями, с образованием иногда форстеритовых или бруситовых известняков.

Можно видеть, что при разрушении доломита первым разрушается углекислый магний, дающий гидрат магния (брусит) либо силикат магния — форстерит.

В контактах с магматическими породами сиениты изменяют последние; так неоинтрузия сиенита Вакис-Джвари (Закавказье) в контакте преобразовала порфирит в роговик (размер зерен 0,02 *мм*) из 50% анортоклаза, 30% альбита, 15% биотита, что указывает на значительный привнос из сиенитовой магмы окислов калия.

С сиенитами и монцонитами часто тесно связаны различного рода так называемые жильные породы — как аплитовые, так и лампрофировые, образующие главным образом жилы и дайки. Сюда относятся сиенитовые аплиты, состоящие главным образом из альбита и ортоклаза; в том случае, когда структура породы в жилах в дайках становится особенно тонкозернистой, получаются 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. Особенно богат ортоклазом (до 77%) жильный линдеит, содержащий до 16% кварца, 6% рудных минералов и всего 1% арфведсонита.

К лампрофировым образованиям относятся частью минетте — черные породы, богатые листочками биотита, до 1 *см* в поперечнике, с одновременным содержанием кислого плагиоклаза и ортоклаза. Структура минетте часто полнокристаллическая, бывают случаи присутствия стекла, окрашенного в светлобурый цвет; в нем рассеяны кристаллы биотита, авгита и апатита. В том случае, когда вместо биотита присутствует роговая обманка, порода получает название вогезита; обычно он более тонкозернист, чем минетте; роговая обманка часто окрашена в коричневый цвет; полевой шпат представлен ортоклазом.

Трахиты и ортофиры

Трахиты и ортофиры представляют собой излившиеся аналоги сиенитов.

Трахиты представляют собой светлоокрашенные, белые, серые, желтоватые, красноватые породы, в обыкновенно пористой основной массе которых рассеяны выделения бесцветных санидина, среднего, а иногда основного плагиоклаза, местами анортоклаза; в очень небольшом количестве присутствуют темные минералы, преимущественно биотит, реже роговая обманка или щироксен (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, как и в липаритах и кварцевых порфирах. Основная масса трахитов под микроскопом оказывается состоящей из большого количества мелких табличатых и столбчатых кристалликов санидина, часто располагающихся взаимно параллельно и полосами с характерным флюидальным расположением (табл. XX, рис. 4); иногда присутствует в большем или меньшем количестве стекло, выполняющее промежутки между табличками санидина. Соответствующие трахитам палеовулканические бескварцевые порфиры или ортофиры отличаются от трахитов сильной степенью разрушения и перекристаллизацией основной массы; последняя значительно более компактна, чем в трахитах, часто окрашена в серо-зеленые или красно-белые цвета; санидин всецело превращен в ортоклаз.

Среди трахитов различают два типа: один — так называемый андезитовый, напоминающий андезиты, другой — фонолитовый, так как тесно связан 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. При обогащении кремнекислотой получаются трахилипариты, частью кварцевые трахиты.

В зависимости от состава, среди трахитов можно различать слюдяные, роговообманковые, авгитовые трахиты, среди щелочных трахитов — рибекитовые, эгириновые и др. Известны также и трахитовые стекла: трахитовые обсидианы (Канталь, Франция), трахитовая пемза (Исхия и др.), трахитовые пехштейны (Сардиния); все стекла обладают составом нормальных и щелочных трахитов (табл. 23).

Трахиты образуют потоки, покровы, купола, иногда также и лакколиты (как, например, в окрестностях Пятигорска). Трахиты встречаются в Центральной Франции (Овернь), в Северной Италии (Евганеи), на озере Исхии, в окрестностях Неаполя, Иране (Демавенд), Армении (Думли-даг) и т. д. В СССР трахиты встречаются

Химические анализы трахитов и ортофиров

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	60,68	0,38	17,74	2,64	2,62	1,12	3,09	4,43	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	66,50	0,58	15,72	2,20	0,74	0,39	1,55	3,32	7,04	1,05
4	64.02	—	14,74	3,02	—	4,41	3,52	2,63	7,37	—
5	61,21	0,78	15,65	4,77	1,82	1,92	2,15	3,95	4.29	1,36
6	59,09	0,70	16,61	3,77	2,18	1,67	4,85	4,58	5.11	—
7	62,91	—	16 10	3,44	1,53	2,05	3,61	4.61	3,95	—
8	57,38	0,18	18,86	3,70	1,68	0,41	3,02	3,83	7,75	1,92
9	59,75	0,72	17,39	3,97	3,22	1,81	1,86	7,07	1,62	2,23

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*
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	310	43	13	8	36	0,6	0,2	3,3
4	225	30	31	13	26	0,6	0,7	2,7
5	235	35	31	9	25	0,4	0,4	2,6
6	200	33	24	17	26	0,4	0,3	2,3
7	252	35	25	14	26	0,4	0,4	2,7
8	207	40	17	12	31	0,6	0,1	2,2
9	210	36	29	7	28	0,1	0,3	2,4

1. Трахит. Среднее из 48 анализов по Дэли. 2. Трахит кварцевый. Делижан. Армения. 3. Трахилипарит. Озеро Севан. Армения. 4. Санторинит. Гора Лысая. Кавказ. 5. Трахит Хоба-Тепе. Карадаг. Крым. 6. Авгитовый сиенит-порфир. Алданский район. 7. Роговообманковый сиенит-порфир. Алданский район. 8. Трахит. Морлуно. Средиземное море. 1,70% H_2O. 9. Кератофир. Карадаг (Карагач). Крым.

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); около Пятигорска и Минеральных Вод образуют лакколиты: горы Бештау, Железная, Развалка и Змеиная, на севере — Бык, Верблюд, Кинжал, Машук, Лысая, Юца, Джуца, Золотой Курган; они часто характеризуются высоким содержанием SiO_2 (70—75%) и содержат выделения кварца (Бык, Бештау, Железная), но большей части представляют собой кислые трахиты с наименьшим содержанием SiO_2 (62,82%) (Юца); полевой шпат их — анортоклаз, иногда с эгирин-авгитом. Близко к пятигорским трахитам стоят породы горы Хара-кора (Северный Кавказ). Щелочные трахиты встречаются в Хибинах.

Химические анализы сиенитов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	60,19	0,67	16,28	2,74	3,28	2,49	4,30	3,98	4,49	1,16
2	56,10	1,12	15,'0	1,71	6,72	6,01	7,20	3,16	1,38	—
3	53,86	0,56	20,25	2 97	3,68	2,94	5,85	3,54	4,43	1,59
4	52,90	0,90	19,31	4 81	3,63	2,85	7,59	3,32	3,53	1,20
5	60,10	0,24	20,82	1,68	1,15	0,57	2,66	5,66	5,64	1,00
6	56,03	1,62	17,22	5,66	0,69	0,24	2,14	5,68	7,11	2,00
7	58,85	0,64	14,92	2.11	4,33	4,97	4,31	3,45	5,52	0,85
8	60,96	—	19,38	1,24	1,20	0,23	3,48	6,08	5,43	1,44
9	60,19	—	16,28	2,74	3,28	2,49	4,30	3,98	4,49	1,16
10	52,34	—	34,60	0,45	—	0,16	0,20	4,77	6,58	0,40

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*	
1	200	32	29	16	23	0,4	0,4	2,4	
2	174	25	43	21	11	0,2	0,6	2,0	
3	160	35	29	18	18	0,5	0,5	1,8	
4	150	32	30	23	15	0,4	0,4	1,8	
5	220	45	11	10	34	0,4	0,3	2,3	
6	208	37	19	8	36	0,5	0,1	2,2	
7	179	27	38	14	21	0,5	0,6	2,3	
8	214	40	14	13	33	0,4	0,1	2,4	
9	202	32	29	16	23	0,4	0,4	2,4	
10	175	68	2	1	29	0,5	0,5	1,5	

1. Средний сиенит по Дэли. 2. Габбро-сиенит. Катунские Альпы, Алтай. 3. *Сиенит-диорит. Озеро Севан. Армения.* 4. *Монцонит.* Река Занге. Армения. 5. Сиенит. Неоинтрузия. Аджаристан (48% анортоклаза, 44% плагиоклаза и 27,5% биотита). 6. Щелочной сиенит. Конт-озеро. Хибинский массив 0,41% CO_2; 0,77% H_2O. 7. Гранито-сиенит (мангерит). Кольский полуостров (Полканов). 8. Средний сиенит по Дэли (из 50 анализов). 9. Средний щелочной сиенит по Дэли (из 23 анализов). 10. Нордмаркит (корундовый). Кыштым. Урал.

сходны. Применение сиенитов такое же, как и гранитов. Сопротивление давлению в них от 1500 до 2000 *кг/см*^{2}.

Между породами, относящимися к группе сиенитов как щелочноземельных, так и щелочных, наблюдаются постепенные переходы в отдельных районах их развития как в более кислые, так и в более основные со всеми стадиями перехода 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 которых скопляются также и рудные массы, как это очень отчетливо наблюдается на горе Высокой (Урал), где главная масса рудных залежей связана со скарновыми породами в контакте с сиенитом.

Типичным считается также контакт между монцонитами и триасовыми доломитами и известняками в Тироле (Альпы). В контакте с карбонатными породами сами монцониты дали крайне разнообразные разновидности, начиная от сильно основных монцонитов, содержащих, кроме авгита, также и оливин, до особенно кислых, также содержащих авгит, но, кроме того, и кварц. Карбонатные породы дали здесь начало кристаллическим карбонатным породам с различными силикатными и другими минералами: гранатом, везувианом, авгитом, шпинелями, с образованием иногда форстеритовых или бруситовых известняков.

Можно видеть, что при разрушении доломита первым разрушается углекислый магний, дающий гидрат магния (брусит) либо силикат магния — форстерит.

В контактах с магматическими породами сиениты изменяют последние; так неоинтрузия сиенита Вакис-Джвари (Закавказье) в контакте преобразовала порфирит в роговик (размер зерен 0,02 *мм*) из 50% анортоклаза, 30% альбита, 15% биотита, что указывает на значительный привнос из сиенитовой магмы окислов калия.

С сиенитами и монцонитами часто тесно связаны различного рода так называемые жильные породы — как аплитовые, так и лампрофировые, образующие главным образом жилы и дайки. Сюда относятся сиенитовые аплиты, состоящие главным образом из альбита и ортоклаза; в том случае, когда структура породы в жилах в дайках становится особенно тонкозернистой, получаются 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. Особенно богат ортоклазом (до 77%) жильный линдеит, содержащий до 16% кварца, 6% рудных минералов и всего 1% арфведсонита.

К лампрофировым образованиям относятся частью минетте — черные породы, богатые листочками биотита, до 1 *см* в поперечнике, с одновременным содержанием кислого плагиоклаза и ортоклаза. Структура минетте часто полнокристаллическая, бывают случаи присутствия стекла, окрашенного в светлобурый цвет; в нем рассеяны кристаллы биотита, авгита и апатита. В том случае, когда вместо биотита присутствует роговая обманка, порода получает название вогезита; обычно он более тонкозернист, чем минетте; роговая обманка часто окрашена в коричневый цвет; полевой шпат представлен ортоклазом.

Трахиты и ортофиры представляют собой излившиеся аналоги сиенитов.

Трахиты представляют собой светлоокрашенные, белые, серые, желтоватые, красноватые породы, в обыкновенно пористой основной массе которых рассеяны выделения бесцветных санидина, среднего, а иногда основного плагиоклаза, местами анортоклаза; 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, как и в липаритах и кварцевых порфирах. Основная масса трахитов под микроскопом оказывается состоящей из большого количества мелких табличатых и столбчатых кристалликов санидина, часто располагающихся взаимно параллельно и полосами с характерным флюидальным расположением (табл. XX, рис. 4); иногда присутствует в большем или меньшем количестве стекло, выполняющее промежутки между табличками санидина. Соответствующие трахитам палеовулканические бескварцевые порфиры или ортофиры отличаются от трахитов сильной степенью разрушения и перекристаллизацией основной массы; последняя значительно более компактна, чем в трахитах, часто окрашена в серо-зеленые или красно-белые цвета; санидин всецело превращен в ортоклаз.

Среди трахитов различают два типа: один — так называемый андезитовый, напоминающий андезиты, другой — фонолитовый, так как тесно связан 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. При обогащении кремнекислотой получаются трахилипариты, частью кварцевые трахиты.

В зависимости от состава, среди трахитов можно различать слюдяные, роговообманковые, авгитовые трахиты, среди щелочных трахитов — рибекитовые, эгириновые и др. Известны также и трахитовые стекла: трахитовые обсидианы (Канталь, Франция), трахитовая пемза (Исхия и др.), трахитовые пехштейны (Сардиния); все стекла обладают составом нормальных и щелочных трахитов (табл. 23).

Трахиты образуют потоки, покровы, купола, иногда также и лакколиты (как, например, в окрестностях Пятигорска). Трахиты встречаются в Центральной Франции (Овернь), в Северной Италии (Евганеи), на озере Исхии, в окрестностях Неаполя, Иране (Демавенд), Армении (Думли-даг) и т. д. В СССР трахиты встречаются

Химические анализы трахитов и ортофиров

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	60,68	0,38	17,74	2,64	2,62	1,12	3,09	4,43	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	66,50	0,58	15,72	2,20	0,74	0,39	1,55	3,32	7,04	1,05
4	64.02	—	14,74	3,02	—	4,41	3,52	2,63	7,37	—
5	61,21	0,78	15,65	4,77	1,82	1,92	2,15	3,95	4.29	1,36
6	59,09	0,70	16,61	3,77	2,18	1,67	4,85	4,58	5.11	—
7	62,91	—	16 10	3,44	1,53	2,05	3,61	4.61	3,95	—
8	57,38	0,18	18,86	3,70	1,68	0,41	3,02	3,83	7,75	1,92
9	59,75	0,72	17,39	3,97	3,22	1,81	1,86	7,07	1,62	2,23

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*
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	310	43	13	8	36	0,6	0,2	3,3
4	225	30	31	13	26	0,6	0,7	2,7
5	235	35	31	9	25	0,4	0,4	2,6
6	200	33	24	17	26	0,4	0,3	2,3
7	252	35	25	14	26	0,4	0,4	2,7
8	207	40	17	12	31	0,6	0,1	2,2
9	210	36	29	7	28	0,1	0,3	2,4

1. Трахит. Среднее из 48 анализов по Дэли. 2. Трахит кварцевый. Делижан. Армения. 3. Трахилипарит. Озеро Севан. Армения. 4. Санторинит. Гора Лысая. Кавказ. 5. Трахит Хоба-Тепе. Карадаг. Крым. 6. Авгитовый сиенит-порфир. Алданский район. 7. Роговообманковый сиенит-порфир. Алданский район. 8. Трахит. Морлуно. Средиземное море. 1,70% H_2O. 9. Кератофир. Карадаг (Карагач). Крым.

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); около Пятигорска и Минеральных Вод образуют лакколиты: горы Бештау, Железная, Развалка и Змеиная, на севере — Бык, Верблюд, Кинжал, Машук, Лысая, Юца, Джуца, Золотой Курган; они часто характеризуются высоким содержанием SiO_2 (70—75%) и содержат выделения кварца (Бык, Бештау, Железная), но большей части представляют собой кислые трахиты с наименьшим содержанием SiO_2 (62,82%) (Юца); полевой шпат их — анортоклаз, иногда с эгирин-авгитом. Близко к пятигорским трахитам стоят породы горы Хара-кора (Северный Кавказ). Щелочные трахиты встречаются в Хибинах.

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 в Волыни и 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 Брольталя (Германия) называют трассом. 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, изменили последние пневматолитическим путем с образованием гранато-датолитовых пород, содержащих до 35% датолита. Химический состав измененного мергеля следующий (табл. 24).

Таблица 24

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокалив.	B_2O_3
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 в постройках. Однако сравнительно легко поддаются вредному влиянию погоды, особенно когда содержат крупные кристаллы санидина. Сопротивление давлению их 600—700 *кг/см²*, в большинстве случаев вследствие пористой структуры их. В последнее время трахитовые породы Бештау (бештауиты) и горы Змейки добываются как ценный кислотоупорный материал.

ГРУППА НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ И ФОНОЛИТОВ

К числу глубинных интрузивных и излившихся пород группы нефелиновых сиенитов и фонолитов относятся породы, в химическом отношении отличающиеся избытком щелочей в виде окиси натрия, иногда и окиси калия, ненасыщенностью кремнекислотой, в минералогическом отношении — присутствием заместителей полевых шпатов и щелочных амфиболов и пироксенов.

Заместители полевых шпатов появляются уже в группе сиенит-трахита, 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. XX, рис. 6, табл. XXI, рис. 1—6), представляющих собой глубинные магматические породы, одной из главных составных частей которых является нефелин, чрезвычайно характерны три основных особенности их:

1) часто наблюдаемое крайнее непостоянство состава и структуры: в одном и том же массиве наблюдаются самые разнообразные, сменяющиеся часто на протяжении нескольких метров, а иногда и менее, типы пород, резко отличающиеся друг от друга минералогическим и химическим составами, также структурой и текстурой;

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, присутствует и в щелочных гранитах и сиенитах; в химическом отношении наблюдаются характерные особенности, выражающиеся в значительном преобладании Na_2O над K_2O.

Минералогический состав этих пород крайне разнообразен и сложен. Если характерными признаками их является то, что главными минералами 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, иногда анортоклаз, альбит), нефелин (эleолит), иногда лейцит и темные минералы, именно: биотит, натровые роговые обманки (рибекит, арфведсонит, гастингсит, кроссит и др.), диопсид, эгирин, эгирин-авгит.

В связи с чрезвычайным непостоянством своего состава они получили большое количество названий. Обыкновенно крупнозернисты с переходами через среднезернистые разности в мелкозернистые, вплоть до тонкозернистых.

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 присутствует синий или зеленоватый содалит (содалитовый сиенит), в других случаях желтый канкринит (канкринитовый сиенит) или белый измененный лейцит (лейцитовый сиенит). В некоторых случаях присутствуют в более или менее значительном количестве лепидомелан, меланит черного цвета, циркон в виде прекрасно образованных кристаллов, местами баркевикиты (в окрестностях Мариуполя и на Мадагаскаре); нередко присутствует также анальцим, который

играет роль как бы натрового гидратизированного лейцита, иногда также встречается корунд.

В некоторых нефелиновых сиенитах (Хибины) 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 (рис. 22), крупнозернистый, иногда гнейсовидный, с белым ортоклазом и альбитом, серым и красноватым нефелином, черной слюдой, с большим количеством содалита и канкринита, иногда с цирконом.

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, нефелин и полевые шпаты; встречается иногда и иная последовательность.

Миаскитовые породы нередко сопровождаются дайками корундового миаскита, состоящего из микроклина, альбита, нефелина, хорошо кристаллизованного корунда и многочисленных кристалликов циркона, биотита.

Подобно другим магматическим породам, миаскиты сопровождаются жилами — лейкократовыми нефелиновыми сиенитами, аплитами и нефелин-сиенит-пегматитами.

Роговообманковые нефелиновые сиениты (фойяиты частью) выступают в СССР на Урале, в верховьях Зеравшана в Средней Азии, где огромные массы их открыты были Мушкетовым И. В. в 1880 г., в Тянь-Шане, частью одновременно с содалитовыми и канкринитовыми нефелиновыми сиенитами.

Пироксеновые нефелиновые сиениты (пироксеновые фойяиты) по большей части содержат эгирин; они выступают жилами в Норвегии (окрестности Осло), в Пиренеях, Португалии, на западном побережье острова Сахалина около советско-японской границы, также в окрестностях Мариуполя.

В районе Алиберовского месторождения графита на Батогольском Гольце развиты пироксеновые нефелиновые сиениты, пироксен которых представлен частью геденбергитом, одновременно развиты и биотитовые нефелиновые сиениты, частью с канкринитом и салитом: характерно присутствие в них также кальцита и графита; последний присутствует, между прочим, и в мариупольском нефелин-сиенитовом массиве.

Два крупных массива нефелиновых сиенитов, имеющихся на Кольском полуострове, представлены разнообразными типами, в общем располагающимися концентрически в районе Хибинского и Ловозерского щелочных массивов. В районе Хибинского массива (рис. 23) в центре преобладают эгириновые нефелиновые сиениты с отдельными участками роговообманковых и слюдяных нефелиновых сиенитов, ближе к краю хибиниты, частью трахитовидные, еще далее узкой каймой

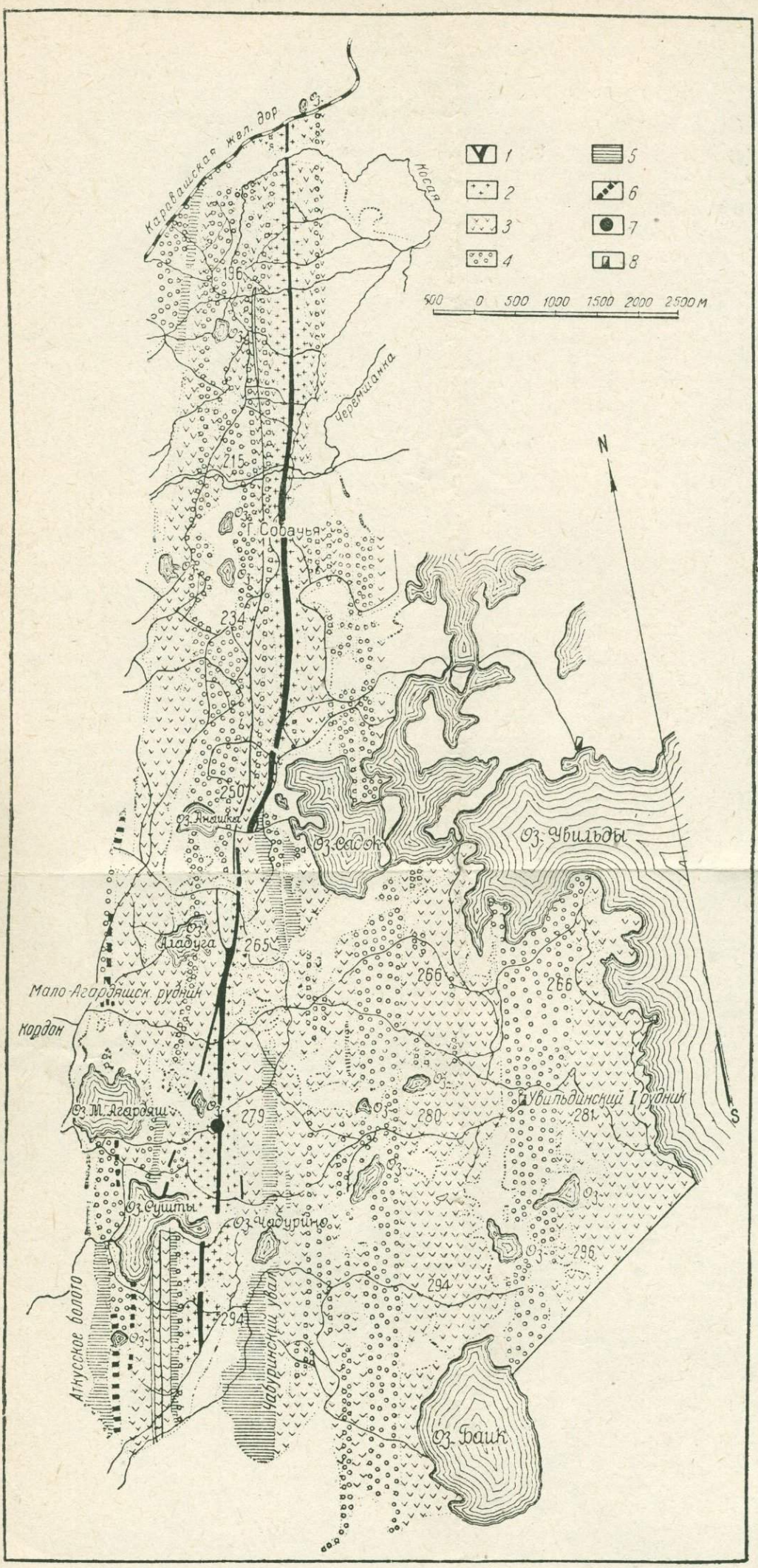


Рис. 22. Геологическая карта области щелочных горных пород в южной части Кыштымской дачи.

1 — миаскиты; *2* — щелочные сиениты; *3* — гранито-гнейсы; *4* — амфиболиты и змеевики; *5* — кварциты и слюдяно-гранатовые гнейсы; *6* — мраморы; *7* — копь магнетита (Обуховский рудник); *8* — месторождения лимонита.

Зак. 585. — Проф. В. И. Лучицкий.

умптекиты. Хибиниты — крупнозернистые породы с пегматитовидной структурой, светлосерые; состоят из микроклин-пертита, анортоклаза, альбита, идиоморфных кристаллов нефелина, черных призм эгирина, бурых кристаллов титанита и немногочисленных красных зерен эвдиалита. Слюдяные нефелиновые сиениты, развитые здесь в крупных массах, называются рисчорритами.

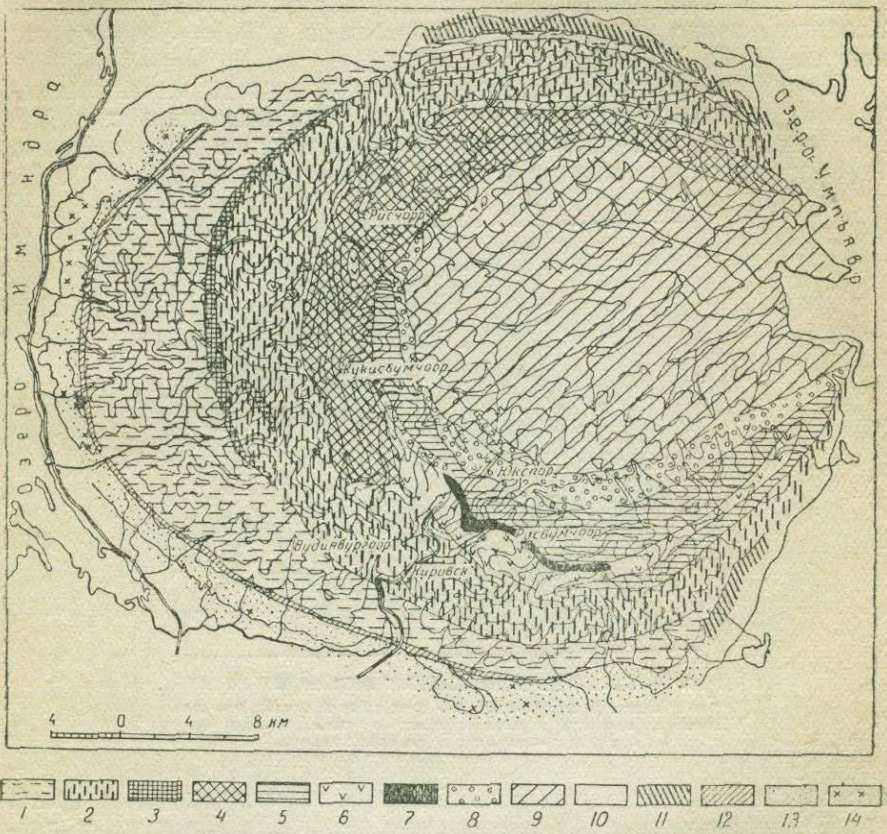


Рис. 23. Хибинский щелочной массив, по Куплетскому.

1 — хибиниты; *2* — трахитоидные хибиниты; *3* — нефелиновые порфиры и жильные породы; *4* — пойкилитовые нефелиновые сиениты; *5* — тонкозернистые эгиринового-нефелиновые сиениты; *6* — ийолиты и уртиты; *7* — апатито-нефелиновые породы; *8* — слюдяные и роговообманковые пойкилитовые нефелиновые сиениты; *9* — фойяиты; *10* — луявриты; *11* — архейские гнейсы; *12* — роговики, протерозойские осадочные породы; *13* — зеленые породы имандро-варзугской свиты; *14* — иманд иты и габбро-диабазы.

В области северного Прибайкалья развиты нефелиновые сиениты, представленные лепидомелановым, богатым альбитом, нефелиновым сиенитом, называемым личфельдитом. Это название было дано в США нефелиновым сиенитам, содержащим 47% альбита, 23% ортоклаза (микроклина), 17% нефелина.

Лаурдалит, широко распространенный в южной Норвегии нефелиновый сиенит, состоит из 46% анортоклаза и криптопертита, 18% нефелина, 18% рудных минералов и по 5% пироксена и лепидомелана с баркевикитом; анортоклаз и криптопертит часто обладают, как и в лаурвиките, ромбическими очертаниями.

Луяврит — зеленоватый, иногда с гнейсовидным сложением, мезотипный нефелиновый сиенит, состоящий из альбита и микропертита (около 40%), нефелина (26%) со значительной — свыше 30% — примесью эгирина и эгирин-авгита, иногда также и эвдиалита (до 2%). Отличается луяврит часто резко выраженной трахитовидной структурой. Имеются разновидности его — арфведсонитовая, эвдиалитовая, ламprофиллитовая; он широко развит на Кольском полуострове, главным образом в районе Ловозерского массива (табл. XXI, рис. 3 и 4).

Мариуполитом Морозевич назвал другой, лишенный калиевого полевого шпата, конечный член ряда нефелиновых сиенитов, состоящий из белого зернистого сахаровидного альбита (около 73%), крупных кристаллов и зерен темносерого нефелина (14%),

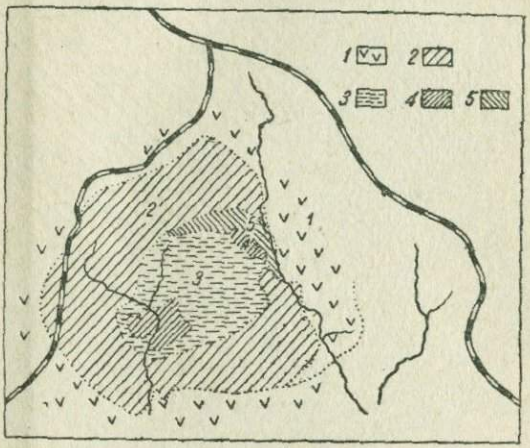


Рис. 24. Схема Мариупольского щелочного массива.
1 — граниты и мигматиты; *2* — щелочные граниты; *3* — щелочные сиениты и нордмаркиты; *4* — нефелиновые сиениты; *5* — верлит. Масштаб 1 : 750 000.

иглообразного, часто располагающегося флюидально, эгирина (7,6%), лепидомелана (4%) и циркона (1,6%), плотный, до средне- и крупнозернистого; иногда присутствует микроклин и микроклин-микропертит, также арфведсонит, различные амфиболы часто с фтором (тарамиты), главиковый шпат; мариуполит образует около Мариуполя (рис. 24) вместе с эгириновыми и роговообманковыми фойяитами небольшие массивы среди крупного массива щелочных сиенитов и гранитов (табл. XX, рис. 6; табл. XXI, рис. 1).

Среди мариуполитов можно различать ряд типов, различных по структуре и по составу (эгириновые, лепидомелановые, цирконовые, графитовые и др.).

К мариуполиту очень близок канадит—нефелиновый сиенит, почти лишенный калиевого полевого шпата (0—4%), состоящий почти исключительно из альбита и темноцветных минералов.

Среди нефелиновых сиенитов выделяют также такие разновидности, как дитроит (Венгрия), богатый микропертитом (до 61%) и одновременно нефелином (20%) с канкринитом и содалитом

Химический состав нефелиновых и лейцитовых сиенитов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	55,34	0,50	21,80	1,29	2,17	0,69	2,07	7,22	6,67	1,02
2	54,99	0,46	21,36	2,23	2,58	0,85	0,33	7,32	8,72	0,39
3	61,02	1,12	18,18	1,53	2,17	0,77	1,75	5,24	6,49	0,71
4	56,20	1,16	21,46	2,55	1,29	0,03	1,48	8,96	6,01	0,51
5	50,41	0,06	25,35	3,83	0,22	0,18	0,87	9,47	8,00	1,29
6	54.14	0,95	20,61	3,28	2,08	0,83	1,85	9,87	5,25	0,40
7	53,67	1,96	16,79	6,57	2,53	1,74	2,47	9,07	4,14	1,34
8	54,57	0,56	20,32	3,53	3,15	0,26	1,67	8,78	5,82	—
9	55,59	0,07	24,05	2,15	0,75	Следы	0,53	12,30	3,65	—
10	48,60	1,34	19,89	2,97	5,76	1,32	4,43	8,74	2,26	1,73
11	53,32	0,25	21,28	1,69	2,47	0,29	2,15	6,02	8,62	1,81
12	54,87	0,59	20,72	3,10	1,44	0,45	3,28	6,02	8,52	0,59
13	60,30	0,71	19,88	2,62	—	0,76	1,60	7,07	5,15	1,49
14	54,63	0,86	19,89	3,37	2,20	0,87	2,51	8,26	5,46	1,35

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*
1	182	42	13	8	37	0,4	0,3	2,00
2	179	41	17	1	41	0,4	0,2	1,93
3	235	41	16	7	36	0,5	0,3	2,51
4	186	43	10	5	42	0,3	0,02	2,04
5	150	44	10	3	43	0,4	0,1	1,55
6	168	37	17	6	40	0,3	0,2	1,86
7	161	29	29	8	34	0,2	0,3	1,92
8	172	37	18	6	39	0,3	0,07	1,90
9	178	45	7	2	46	0,2	0,0	1,83
10	140	33	26	13	28	0,2	0,2	1,62
11	177	42	13	8	37	0,5	0,1	1,91
12	173	39	14	11	36	0,5	0,2	1,94
13	227	44	11	7	38	0,3	0,4	2,4
14	173	37	18	9	36	0,3	0,2	1,9

. Среднее 11 анализов миаскитов Урала. 2. Слюдяной нефелиновый сиенит. Каскасньюначорр. Кольский полуостров. 3. Слюдяно-роговообманковый нефелиновый сиенит. Рисчорр. Хибины. 4. Эгириновый нефелиновый сиенит. Кукисвумчорр. Хибины. 5. Эгириновый нефелиновый сиенит. Река Хани. Олекма. 6. Хибинит. Часвачорр. Хибины. 7. Эвдиалито-ламprофиллитовый *луяврит*. Ангвундасчорр. Хибины. 8. Гастингситовый (тарамитовый) *фойяит*. Окрестности Мариуполя. 0,2% F. 9. Нормальный мариуполит. Окрестности Мариуполя. 10. Канадит. Швеция. 11. Канкринитово-содалитовый сиенит. Горная Шория. 12. Эгирин-авгитовый нефелиновый сиенит. Таласский Алатау, около Чимкента. 13. Нефелиновый сиенит. Остров Сахалин. 14. Средний нефелиновый сиенит по Дэли.

(до 11%), с незначительной примесью биотита (2%), науяит — содалитовый нефелиновый сиенит с пойкилитовой структурой и ряд других.

Лейцитовые (псевдолейцитовые или эпилейцитовые) сиениты, тесно связанные обычно с нефелиновыми сиенитами, характеризуются как сиениты, в которых лейцит узнается лишь по своим очертаниям и обычно преобразован в цеолиты (Арканзас в США, Бразилия).

Разновидность их, богатая меланитом, выступающая в Шотландии, названа бороланитом. Существуют также содалитовые, гаюиновые, нозеановые сиениты.

В химическом отношении нефелиновые сиениты характеризуются малым содержанием SiO_2 (50—56%); большим содержанием Al_2O_3 (19—24%); малым содержанием CaO и MgO и очень большим содержанием щелочей (сумма 15—17%), причем обыкновенно сильно преобладает Na_2O. Для всех пород данной группы характерны большие коэфициенты *al* и *alk* и очень малые *c*, при сравнительно небольшом коэфициенте *si*. Содержание кремнекислоты настолько мало, что образуются ненасыщенные ею минералы — нефелин, канкринит, содалит, также лейцит.

Среди самих магм различают две группы — нефелин-сиенитовые с $al > alk$ и агпаитовые 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 с теми, 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 с появлением в них диопсида, граната, волластонита, перовскита, приобретая роговиковую структуру. В контакте с известняками на острове Альне нефелиновый сиенит обогащается полевыми шпатами и переходит в щелочный сиенит. В районе Батогола известняки перекристаллизовываются и обогащаются силикатами в контакте с нефелиновым сиенитом, последний приобретает частью довольно основной характер.

В Онтарио в контакте с известняками в нефелиновых сиенитах появляются обломки известняка и кристаллы скаполита и биотита (эндоморфизм); те же минералы образуются одновременно и в известняке (экзоморфизм).

Возраст их разнообразен; часто они докембрийские и палеозойские (южная Норвегия, Сан-Паоло в Бразилии), нередко встречаются в контакте с известняками. Нефелиновые сиениты Пузака в Пиренеях, на острове Альне и др. сильно изменяют в контакте юрские известняки, вызывая их перекристаллизацию. В горах Кази в Северной Америке (штат Монтана) они образуют шток в меловых отложениях. Многочисленные выходы нефелиновых сиенитов в штате Арканзас (Северная Америка) относятся к третичному возрасту. На Урале они палеозойские, в Хибинах последевонские, на Украине последевонские.

Нефелиновые сиениты при выветривании в странах с тропическим влажным климатом преобразуются в латериты. Глубинные преобразования связаны с переходом нефелина в слюдистый агрегат (либенерит); такие измененные породы называются либенеритовыми порфирами. Часто нефелин и содалит преобразуются при сравнительно низкой температуре в цеолиты — гидронефелит, мезотип, анальцим, представляющие собой гидратизированные алюмосиликаты натрия. Лейцит в зернистых (глубинных) породах нередко распадается на смесь ортоклаза и нефелина; поэтому среди глубинных пород он редко встречается.

Нефелиновые сиениты в настоящее время приобрели крупное практическое значение благодаря тому, что нефелин, присутствующий в них в большом количестве, используется как легкоплавкий минерал в стекольном производстве, для дубления кожи, получения силикогеля и др.

Нефелиновые сиениты Хибин легли в настоящее время в основу новой и крупнейшей в мире апатитовой промышленности для экспорта и для получения фосфоритных удобрений (суперфосфата); присутствующий в этих нефелиновых сиенитах эгирин содержит ванадий, который может быть в ближайшее время использован как ценный материал для получения ванадиевой стали. Присутствующие в хибинских нефелиновых сиенитах циркониевые минералы, главным образом эвдиалит, могут быть источниками циркония.

Ловчорритовые луявриты содержат редкие элементы. В нефелиновых сиенитах и хибинитах Хибин присутствуют иногда выделения плавикового шпата, как, например, в районе Поачвумчорра, однако небольших размеров — 2,2 *м* длины и 1,0 *м* мощности в средней части; центральная часть образована крупноспайным темнофиолетовым плавиковым шпатом. Линза на глубине 1 *м* выклинивается. Обнаружен также характерный пневматолитический минерал — молибденит и др.

В районе Батогольского гольца к нефелиновым сиенитам приурочены ценные месторождения тонкочешуйчатого графита, которые в настоящее время разрабатываются.

В районе Мариуполя в мариуполитах и фойяитах присутствует в заметных количествах циркон. Вообще области распространения нефелиновых сиенитов представляют исключительно интересные районы, где может быть встречен ряд редких элементов в более или менее значительных количествах.

Среди пород, обычно относимых к жильным, тесно связанным с нефелиновыми сиенитами, можно различать имеющие тот же состав, как и нефелиновые сиениты, нефелиновые микросиениты, также тингуаиты, состоящие из мелкозернистой до плотной смеси щелочного полевого шпата, эгирина и нефелина, реже содалита или анальцима; окраска их часто зеленоватая, структура иногда порфировая благодаря крупным вкрапленникам кристаллов то нефелина, то микропертита.

Тингуаиты имеют в среднем 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 обыкновенно сильно преобладающей плотной, напоминающей рог, основной массой; окраска ее зеленоватая или буровато-зеленая; при разрушении основания масса становится более матовой, приобретает грязно-белый, желтоватый, буроватый, иногда красный цвет; среди выделений присутствуют видимые простым глазом табличатые кристаллы санидина, иногда анортоклаза и нефелина, отдельные выделения пироксена (авгита или эгирина), иногда и 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 фонолиты, в которых основная масса состоит главным образом из мелких табличатых 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 в третичный период, извержения их продолжаются и доныне (Канарские острова, Сардиния, Испания, вулканы Восточной Африки и др.).

Лейцитофиры — 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 основной массой — Кайзерштуль в Германии, острова Зеленого мыса, Подкаменная Тунгуска в Сибири, в Казахстане (эпилейцитофир, табл. XXII, рис. 1).

Лейцитовые фонолиты — порфировые породы, порфировыми выделениями которых являются санидин и лейцит; нефелин совершенно отсутствует; из темных минералов присутствует эгирин-авгит; примешаны гаюин, титанит и др. (остров Браччиано в Средней Италии, в Южной Италии, на Мадагаскаре и др.).

Таймыритом названа была порфировая порода, состоящая из анортоклаза, санидина, нозеана, биотита, амфибола, стекла, найденная на полуострове Таймыр.

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 (либенерито-

вый порфир Тироля) или в другие, более светлые агрегаты тех же минералов.

Таблица 26

Химические анализы фонолитов, лейцитофиров, нефелиновых и эпилейцитовых порфиров

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
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	45,64	2,44	19,50	3,47	3,34	3,04	4,45	11,57	6,96	0,16
6	51,66	0,41	23,70	2,80	0,64	0,20	3,18	6,12	10,07	1,08
7	52,94	0,44	21,32	1,29	2,82	0,71	3,21	4,04	8,37	3,12

Коэфициенты 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	109	27	24	11	38	0,3	0,5	1,4
6	158	43	9	10	38	0,5	0,1	1,7
7	180	42	15	12	31	0,6	0,2	1,9

1. Среднее из 25 анализов фонолитов по Дэли (0,13% MnO; 0,12% P_2O_5). 2. Щелочной трахит (фонолит). 0,80% MnO. Расвумчорр. Хибины. 3. Трахитоидный фонолит. Колумбретские острова. 4. Лейцитовый фонолит. Озеро Браччиано. 5. Нефелиновый порфир. Вудъявчорр. Хибины. 6. Эпилейцитовый порфир. Таласский Алатау, около Чимкента (0,11% P_2O_5). (Николаев). 7. Эпилейцитовый порфир. (1,67% CO_2). (Заварицкий).

Для фонолитов и родственных им пород характерно высокое содержание щелочей, сравнительно малое кремнекислоты; это выражается в большом коэфициенте *alk* и сравнительно не особенно большом *si*; малый коэфициент *c*, частично и *a*. Магматические формулы их близки к формулам нефелиновых сиенитов. Обращает на себя внимание большое сходство эпилейцитовых пород Ишима и Таласского Алатау и сходство их с лейцитовым фонолитом озера Браччиано.

Фонолиты иногда обладают табличатой отдельностью, и тогда идут на приготовление черепиц для крыш, полов, сидений и т. д. Сопротивление давлению чаще всего 1700—2300 *кг/см*^{2}. Некоторые фонолиты на воздухе быстро разрушаются.

ГРУППА ЭССЕКСИТОВ, ТЕРАЛИТОВ И ШОНКИНИТОВ

В состав группы эссекситов, тералитов и шонкинитов входят основные щелочные породы, как глубинные, так и излившиеся, со-

держащие полевые шпаты, их заместителей, 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 представляют собою гипидиоморфнозернистые бескварцевые глубинные породы, в общем темносерого цвета, напоминающие собой 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 непостоянными количествами 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 (Беккс).

Химический состав эссекситов ставит их в такое же положение по отношению к щелочным породам, в каком стоят габбро по отношению к щелочноземельным породам. Они содержат около 50% SiO_2 и меньше, что также сближает их с габбровыми породами, от которых они отличаются значительно большим содержанием щелочей, достигающим 8%, хотя в особенно богатых пироксеном разновидностях содержание Na_2O понижается до 3—4%.

Эссекситы выступают совершенно независимо от габбровых пород, но всегда в тесной связи со щелочными в Арканзасе, Массачузетсе, Канаде, Норвегии (в окрестностях Осло) и других местах, также в Казахстане (табл. XXII, рис. 2).

Шонкиниты (том I, табл. II, рис. 9) и тералиты характеризуются как глубинные массивные гипидиоморфнозернистые 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, нередки минералы группы содалита, именно содалит, гаюин (Монтана), нозеан (Каценбукель). Кроме того, часто присутствуют титанистый железняк, апатит и др., в некоторых случаях также оливин. Из пироксенов в шонкинитах присутствует преимущественно диопсид, редко эгирин-авгит или эгирин, 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 — малиньиты, отличающиеся большим содержанием нефелина, среди тералитов — нефелиновые плагиоклазиты; особая разновидность тералитов Канады (Онтарио), богатая нефелином (до 63%), содержащая корунд (0,5%), носит название креймонтита, другая, сравнительно бедная нефелином (3%), богатая андезином (72%) и корундом (13,24%), называется дунгантонитом; некоторые из дунгантонитов лишены нефелина и могут быть отнесены к корундовым плагиоклазитам.

Шонкиниты и тералиты известны в районе Кольского полуострова, где они в виде темнозеленых среднезернистых пород с ясными вкрапленниками авгита относятся к молодым жильным породам с 2—15% нефелина. Шонкиниты с 20—40% нефелина с ортоклазом, пироксеном и биотитом, переходящие в шонкинитовые сиениты, входят в состав шонкинит-сиенитового массива Каинды (около Чимкента в Средней Азии) и сопровождаются эпилейцитовыми сиенит-порфирами (табл. XXII, рис. 1), также олигоклаз-диоритовыми габбро, монцонитами и другими близкими породами. Около Иори (Кахетия) анальцимсодержащие роговообманково-биотитовые тералиты (тешениты) образуют массив.

Известны аналогичные породы около Минусинска.

Излившиеся аналоги эссекситов, трахидолериты, представляют собой порфировые породы от пепельно-серого до темно-серого цвета с мелкозернистой, часто пористой основной массой, в которой расположены выделения основного плагиоклаза (битовнита и лабрадора, реже андезина) и пироксена (эгирин-авгита и диопсида, иногда с оболочками из эгирина); в основных трахидолеритах присутствует довольно часто также титанавгит с фиолетово-серой или красновато-фиолетовой окраской и характерной структурой песочных часов; к ним часто присоединяются выделения санидина или анортоклаза, изредка лейцита или нефелина (чаще в основной массе), минералы группы содалита (гаюин, нозеан или содалит), иногда синего цвета, в некоторых случаях роговая обманка и оливин, также биотит, магнетит, титанистый железняк, апатит и др. Среди трахидолеритов, в зависимости от характера структуры, различают трахитоидные трахидолериты, фонолитоидные трахидолериты; некоторые из последних являются излившимися аналогами части шонкинитов. Эти породы образуют потоки, покровы, жилы в соседстве со щелочными трахитами и фонолитами. Главными областями распространения их являются Канарские и Азорские острова, встречаются также на Стромболи и в Чехо-Словакии. Встречены в юго-западной части Енисейского края. Химический состав аналогичен составу эссекситов.

Тефриты и базаниты представляют собой излившиеся аналоги глубинных тералитов и в высшей степени тесно связаны постепенными переходами с трахидолеритами. Они представляют собой обычно порфировые породы пепельно- до темносерого цвета, редко черного; в тонкозернистой до плотной основной массе расположены порфировые выделения пироксена (базальтический авгит, титансодержащий авгит, эгирин-авгит или иногда эгирин),

большей частью основного плагиоклаза и лейцита, образующего кристаллы в формах (211), большей частью с округленными углами, иногда анортоклаза, редко нефелина и санидина; иногда присутствуют роговая обманка, гаюин и титанит. Тефриты характеризуются почти полным отсутствием среди выделений оливина, базаниты — присутствием последнего. Различают далее лейцитовые тефриты и лейцитовые базаниты, с одной стороны, нефелиновые тефриты и нефелиновые базаниты, с другой, в зависимости от присутствия лейцита в первом случае, нефелина во втором; промежуточное положение занимают лейцит-нефелиновые базаниты. В тефритах оливин отсутствует, в базанитах он содержится в заметном количестве.

Лейцитовые тефриты и базаниты встречаются среди лав Везувия, обыкновенно с малым содержанием оливина, далее в Сардинии, Чехо-Словакии, в Албанских горах, на вулкане Килиманджаро в Африке, на о. Яве и т. д.

Нефелиновые тефриты и базаниты известны на Канарских и Азорских островах, в области Эйфеля (Германия) и др.

ГРУППА МИССУРИТОВ И ИЙОЛИТОВ

В состав группы миссуритов и ийолитов входят глубинные и излившиеся ультращелочные породы, отличающиеся отсутствием полевых шпатов, присутствием заместителей их 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.

В состав этой группы пород входят крайне основные меланократовые члены щелочных пород, в которых отсутствуют полевые шпаты, полностью замененные в одних случаях лейцитом, в других — нефелином, содалитом и другими заместителями альбита.

Миссурит представляет собой гипидиоморфнозернистую глубинную породу, состоящую из лейцита и пироксена, с большим содержанием темных минералов, среди которых присутствует, помимо биотита (16%) и пироксена, главным образом диопсид (50%), также и оливин. Лейцит (16%) образует зерна или выполняет остающиеся промежутки; он свеж и лишь частью перешел в анальцим (9%) и другие цеолиты; присутствует до 5% железорудных минералов; отношение светлых минералов к темным равно 24 : 76. Найден в Монтане (Северная Америка).

Особенно богатый бесцветными минералами миссурит был назван фергуситом (Монтана); в нем лейцит находится в разрушенном состоянии, преобразован в агрегат кристалликов полевого шпата и зерен нефелина, сохраняющий внешнюю форму лейцита (псевдолейцит), по которой он и узнается. Отношение светлых минералов к темным равняется 65 : 35.

Ийолиты — гипидиоморфнозернистые глубинные породы — состоят из нефелина и пироксена (базальтического авгита, с оболочкой из эгирина). Ийолиты, представляющие собой глубинные мезотипные породы, примыкают непосредственно к тералитам и шонкинитам, отличаясь от них полным отсутствием полевых шпатов; они образуют дайки в нефелиновых сиенитах и в гиперстен-кордиеритовой роговиковой породе в горах Умптек и в западных отрогах Луйавр-Урта на Кольском полуострове; известны также в Канаде. Обычно содержат довольно большое количество апатита (свыше 2%), редко биотит или натровые амфиболы; в присутствии кальцита появляется вокруг кристаллов нефелина оболочка из канкринита, иногда с примесью мусковита. Редко примешан волластонит (Ивваара, Хибины), меланит и т. д. Различают несколько типов ийолитов; собственно ийолит — порода мезотипная; наиболее богатая нефелином порода, бедная пироксеном (лейкократовая), называется уртитом (табл. XXII, рис. 3). Особенно богатые пироксеном (75% авгита) (меланократовые) ийолиты получили название бекинкинитов (Мадагаскар).

Структура разнообразна: в одних случаях резко идиоморфен нефелин, в других — пироксен.

Ийолит-уртитовые породы разделяются на следующие главные типы в зависимости от содержания в них нефелина:

	Содержание нефелина, %
Уртит	75
Ийолит	45—75
Мельтейгит	15—45
Якупирангит	0—15

В зависимости от минералогического состава, среди них выделяют разновидности — пироксеновые, слюдяные, сфеновые, полевошпатовые, эвдиалитовые, титано-магнетитовые; по структурным особенностям различают: плотные, гнейсовидные, плойчатые, гранит-порфировые.

Ийолиты иногда образуют довольно крупные массы до 2,5—3 *км* в поперечнике (Фен в Норвегии).

К этой же группе пород относится несколько типов, отличающихся тем, что они сопровождают нефелиновые сиениты в виде жил, частью уходя также и за пределы массивов этих пород, образуя дайки, именно бекинкиниты, мончикиты, камптониты, альнеиты. Их состав приведен ниже.

Мончикит	Пироксен (титан-авгит), баркевикитовый амфибол, анальцим	Меланократовый
Бекинкинит	Амфибол (баркевикит), анальцим, нефелин	То же
Альнеит	Биотит, оливин, мелилит (до 25%), перовскит	„ „

Бекинкинитами называются породы далеко не вполне тождественного состава. Лакруа определяет бекинкинит как зерни-

Химические анализы щелочных ультраосновных пород

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	46,40	1,15	11,51	6,16	5,60	7,63	12,25	1,89	4,60	0,64
2	47,58	1,13	13,57	6,32	4,38	5,76	10,66	1,10	6,62	0,79
3	40,83	1,35	5,53	10,39	6,67	13,28	17,22	0,54	1,50	0,60
4	53,23	0,64	19,83	1,66	4,24	1,78	2,89	0,92	11,35	—
5	43,60	1,57	19,02	3,69	8,35	3,30	10,00	6,83	2,98	1,34
6	48,33	1,10	17,16	4,81	3,47	3,10	6,67	2,60	9,45	0,77
7	42,84	2,49	12,13	5,86	4,43	11,80	10,44	2,37	3,68	1,93
8	53,36	2,57	13,65	1,67	6,37	6,13	5,47	3,55	5,76	0,85
9	46,53	2,99	14,31	3,61	8,15	6,56	12,13	4,95	1,58	0,20
10	46,63	1,12	15,03	5,91	5,09	3,47	11,23	8,16	1,96	0,35
11	48,25	2,73	17,38	4,54	5,31	2,13	6,09	5,81	3,00	3,85
12	40,64	2,24	10,58	4,18	4,18	6,47	19,91	4,75	1,86	0,41
13	38,38	4,32	6,15	11,70	8,14	11,47	18,60	0,78	0,13	0,72
14	29,25	2,54	8,86	3,92	5,42	17,66	17,80	0,77	2,45	2,61
15	42,00	0,86	27,83	2,12	1,90	0,65	2,14	13,05	4,77	1,52
16	44,58	1,51	21,74	6,80	1,20	0,31	0,81	16,28	1,34	2,62
17	13,84	30,12	1,67	9,57	6,61	14,82	21,26	0,11	0,72	1,43
18	20,23	19,32	1,17	14,07	11,04	19,55	13,42	0,10	0,10	0,66
19	42,30	4,31	5,03	4,92	6,41	15,16	19,42	0,17	0,18	1,93
20	37,96	3,46	16,89	6,48	3,62	3,63	16,58	3,46	2,45	3,15

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*a*
1	104	15	46	29	10	0,6	0,6	1,5
2	110	19	40	27	14	0,7	0,5	1,6
3	75	6	59	33	2	0,6	0,6	1,2
4	174	38	25	10	27	0,9	0,4	2,1
5	100	25	32	24	19	0,2	0,3	1,3
6	129	27	30	20	23	0,7	0,4	1,6
7	86	15	53	23	9	0,5	0,7	1,3
8	147	22	43	16	19	0,5	0,6	2,0
9	100	18	42	28	12	0,2	0,5	1,4
10	106	20	32	27	21	0,1	0,4	1,5
11	136	29	31	19	21	0,3	0,3	1,5
12	85	12	33	43	12	0,2	0,6	1,3
13	64	6	57	35	2	0,1	0,5	1,1
14	45	8	56	32	4	0,7	0,8	0,8
15	112	42	11	6	41	0,2	0,2	1,2
16	125	35	18	2	45	0,1	0,1	1,4
17	27	2	58	39	1	0,7	0,6	0,4
18	28	1	77	22	0	0,25	0,5	0,6
19	72	6	57	37	0	0,4	0,7	1,6
20	82	22	28	39	11	0,3	0,4	1,1

1. Шонкинит (1,15% P_2O_5). Река Каинда. Таласский Алатау (Николаев). 2. Шонкинитовый сиенит-порфир (0,94% P_2O_5). Река Каинда. Таласский Алатау. 3. Биотитовый пироксенит (1,18% P_2O_5). 4. Тингуаитовый лейцитовый порфир. Алдан. 5. Шонкинит. Хибины. 6. Фергусит (0,71% BaO; 0,72% P_2O_5. 0,69% CO_2). Таласский Алатау (Николаев). 7. Каянит. Вулкан Придорожный. Манчжурия. 8. Гауссбергит. Вулкан Васильева. Манчжурия. 9. Тералит. Кольский полуостров. 10. Ийолит. Умптек. Кольский полуостров. 11. Тешенит. Минусинский округ. 12. Мельтейгит (1,91% P_2O_5). Мельтейг. Норвегия. 13. Якупирангит. Якупиранга. Бразилия. 14. Альнеит (2,86% P_2O_5; 6,00% CO_2). Остров Альне. 15. Уртит (2,15% CO_2). Юкспор. Кольский полуостров. 16. Тавит (2,56% CO_2). Луяврурт. Кольский полуостров. 17. Мелилитовый оливинит. Африканда. 18. Рудный оливинит. Африканда. 19. Крупнозернистый безрудный пироксенит. Африканда. 20. Жильный рудный ийолит (2,21% P_2O_5). Африканда.

стую анальцимизированную разновидность тералита, содержащую нефелин, плагиоклаз и кристаллы титанистого авгита.

Мончикит отличается полукристаллической, иногда интерсертальной структурой; близкий к нему камптонит отличается от него только полнокристаллической структурой.

В состав группы *ийолитов* входит *довольно большое* число разнообразных излившихся пород, содержащих частью нефелин, частью лейцит, также без полевых шпатов и с различными темными минералами, по большей части представленными пироксенами.

Своеобразные ультраосновные породы, тесно связанные с группой щелочных пород и описанные Куплетским, обнаружены были в 1935 г. в районе Африканды к юго-западу от Хибинского щелочного массива (к юго-западу от станции Апатиты), ультраосновные породы представлены здесь мелкозернистыми и пегматоидными пироксенитами (75% всего массива), значительно преобладающими над другими, частью более древними, породами — мелилитовыми и рудными оливинитами (20%), и более юными — щелочными пегматитами и ийолитами, составляющими около 4% всего массива и представляющими продукты последних стадий кристаллизации ультраосновных пород.

Состав этих пород частью совершенно своеобразен. Так, рудные оливиниты состоят из 31% кнопита (разновидность перовскита $CaTiO_3$ с церием, ниобием и другими редкими землями, 25% титано-магнетита и 43% оливина; мелилитовый оливинит — из 21% серо-стального кнопита, 26% титано-магнетита, 30% оливина, 3% пироксена и 21% мелилита.

Такого рода крупные скопления кнопита вообще неизвестны в аналогичным породах, сам кнопит найден впервые в СССР в этом месторождении. Пироксенит местами обогащается оранжево-желтым *лепидомеланом, содержащим до 2,5%* TiO_2.

Щелочные породы, встреченные в Африканде, на Кольском полуострове, согласно Куплетскому, не находятся в связи со щелочными породами Хибинских и Ловозерских тундр. По мнению Шенда, аналогичные породы — ийолиты с титанитом, мелилитом, канкринитом и кальцитом в Южной Африке — являются продуктами поглощения фойяитовой магмой известняков. Куплетский полагает, что появление щелочных пород в районе Африканды является результатом дифференциации ультраосновной магмы, поглотившей карбонатные осадки и обогащенной летучими компонентами.

Лейцитовые породы охватывают палео- и неовулканические то равномерно зернистые, то порфировые излившиеся породы, от нежельно-серого до черного цвета, иногда буроватого, характеризующиеся составом из лейцита и авгита, как главных составных частей. Лейцит в лейцитовых породах (как и в базанитах и тефритах) идиоморфный, образует то крупные, то мелкие, резко очерченные тетрагон-триоктаэдры, часто белые или светлоокрашенные, различных размеров, с характерными включениями, видимыми в шлифах и распологающимися часто зонарно. Полевые шпаты в лейцитовых породах отсутствуют.

Нередко присутствует оливин и темнокоричневая и буро-

красная баркевикитовая роговая обманка; обычно примешаны апатит, магнетит и титанистый железняк; изредка нефелин; пироксен представлен диопсидом или эгирин-авгитом, в лейцитовых базальтах — главным образом базальтическим авгитом и титан-авгитом.

Обычно, благодаря преобладанию только двух минералов, входящих в состав лейцитовых пород — лейцита и диопсида, — их можно отнести к типу биминеральных пород.

Различают безоливиновые лейцитовые породы, лейцититы (Албанские горы, окрестности Рима и т. д.) и оливинсодержащие лейцитовые базальты (Эйфель в Германии, во многих местах Чехо-Словакии, на острове Сардиния, около Трапезунда, вблизи озера Урмия в Иране и др.). Особенно богатые пироксенами породы называются лейцитовыми авгитами.

Каянит — лейцитовая порода мезотипного характера, представляющая собой слюдяно-лейцитовый базальт, содержащий 37% авгита, 33% биотита, 22% лейцита, 5% оливина и 3% рудных минералов; ортоклаз может присутствовать в небольшом количестве. К нему близко стоит гауссбергит, также относящийся к лейцитовым базальтам, отличающийся содержанием до 28% стекловатого базиса, с вкрапленниками 30% лейцита, 25% ортавгита, 5% оливина, 5% аномита, 5% рудных минералов. При почти полном отсутствии лейцитовых пород в восточной части Азиатского материка, в районе вулкана Васильева и Теуре в Манчжурии в окрестностях Мергеня вылились лавы, частью стекловатые, частью полнокристаллические, типа гауссбергита — каянита, близкие по составу к аналогичным лавам горы Гаусс в Антарктике.

Нефелиновые породы соответствуют глубинным ийолитам и шонкинитам. Они крупнозернисты до плотных, то с равномерно зернистой, то с порфировой структурой. Существенными составными частями их являются нефелин и авгит. Различают безоливиновые нефелиниты (Хибины) и содержащие оливин нефелиновые базальты. В присутствии не особенно большого количества лейцита получаются 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; они выступают в Хибинах, на Кайзерштуле на берегу Рейна, в области Восточноафриканского грабена и др. При значительном преобладании авгита получаются 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, на Кольском полуострове и др.

Лимбургиты и авгититы представляют собой конечные члены, лишенные полевых шпатов, трахидолеритов, тефритов,

базанитов, лейцитовых, нефелиновых и мелилитовых изливших пород. Состоят из авгита и стекла с примесью различных минералов (магнетита, титанистого железняка, апатита, роговой обманки), причем авгититами называются лишенные или бедные оливином разновидности, лимбургитами — богатые им. Авгититы и лимбургиты обыкновенно темно окрашены, с гипокристаллически-порфировой структурой — Лимбург, Кайзерштуль в Германии, окрестности Мариуполя (Украина) и др.

Таблица 28

Химические анализы лейцитита, нефелинита и др.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
1	43,68	Следы	17,61	1,83	5,33	4,42	12,24	8,05	0,66	5,15
2	46,81	0,70	19,73	5,64	4,39	2,25	6,69	10,26	1,60	1,30
3	47,58	0,74	12,46	3,64	3,94	7,93	13,62	1,16	7,31	0,48
4	36,27	3,33	12,46	5,18	3,94	5,38	20,15	5,85	2,32	2,27
5	38,74	3,30	11,30	4,28	7,71	11,97	14,43	3,02	1,92	1,88
6	38,12	3,03	13,83	2,66	7,36	4,13	12,80	7,72	2,88	2,60
7	36,27	3,70	11,79	6,00	5,32	6,59	16,02	6,08	1,84	5,92
8	37,64	2,68	8,18	7,73	7,19	7,04	17,82	2,17	5,43	1,35

Коэфициенты Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*α*
1	96	23	28	30	19	0,1	0,5	1,3
2	114	28	27	18	27	0,1	0,3	1,4
3	103	16	39	32	13	0,8	0,7	1,5
4	70	14	30	42	14	0,2	0,5	1,1
5	72	12	51	29	8	0,3	0,7	1,1
6	84	18	32	30	20	0,2	0,4	1,2
7	73	14	38	34	14	0,2	0,5	1,1
8	75	9	43	37	11	0,6	0,5	1,2

1. Нефелинит. Хибины. 2. Нозеановый базальт. Хибины. 3. Основной лейцитит. Монте-Агуццо. 4. Турьянит среднезернистый (1,18% P_2O_5; 0,78% CO_2). Турий мыс. Кольский полуостров. 5. Нефелиновый авгитит. Мадагаскар. 6. Авгитит (0,59% P_2O_5; 2,08% CO_2), Турий мыс. Кольский полуостров. 7. Мелилитовый базальт. Кольский полуостров. 8. Мелилитово-лейцитовый базальт (0,48% F; 0,25% Cl). Италия.

Щелочные породы в ряде случаев содержат разнообразные полезные ископаемые. Особенно ценными в данное время представляются апатитовые руды, приуроченные к уртитам; последние в свою очередь генетически тесно связаны с нефелиновыми сиенитами Хибинских тундр. Кукисвумчоррское месторождение, крупнейшее в мире, представлено апатитовыми породами. Эти породы то крупнозернистые, то мелкозернистые, полосатые или пят-

листые. Они прослеживаются на 500 м по простиранию и по падению свыше 300 м, характеризуются составом из апатита, нефелина, эгирина и эгирин-авгита с содержанием апатита от 20 до 50%. Среди них различают два типа — богатый апатитом а п а н е и т и богатый нефелином н е а п и т.

Состав нефелино-апатитовых пород

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	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. Кукисвумчорр, верхняя зона. 2. Неапит, там же, нижняя зона.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Кроме глубинных (абиссальных), интрузивных (гипабиссальных) и излившихся (эффузивных) магматических горных пород, в ряде случаев различают горные породы, выделенные Розенбушем под названием ж и л ь н ы х. К жильным породам им отнесены те магматические породы, которые, залегая главным образом в виде жил (выполняя трещины), в то же время теснейшим образом связаны с теми породами, в которых или около которых они залегают; связь эта выражается в отношении химических и минералогических особенностей этих пород.

Жильные породы являются либо продуктами кристаллизации в трещинах той же застывшей магмы, с которой они связаны, либо продуктами расщепления этой же 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: а ш и с т о в ы е, и л и нерасщепленные, д и а ш и с т о в ы е, или расщепленные на две части: а п л и т о в у ю, обогащенную салическими минералами, и л а м п р о ф и р о в у ю, обогащенную мафическими минералами.

А ш и с т о в ы е 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. Отличаются от магматических пород структурой, именно порфировой, от излившихся тем, что основная масса их настолько ясно-кристаллическая, что отдельные составные части ее различимы, хотя и с трудом, простым глазом. Розенбуш выделил их под названием г р а н и т-п о р ф и р о в ы х ж и л ь н ы х п о р о д.

В зависимости от того, с какими магматическими породами они связаны, их делят на следующие группы:

К числу аплитовых жильных пород относятся:

1. Сопровождающие габбро-норитовые и диоритовые породы. Б е е р е б а х и т — мелкозернистая до плотной серая и светло-серая панидиоморфная порода, состоящая из смеси лабрадора и

диаллага с небольшой примесью гиперстена и магнетита (большей частью сопровождает габбро).

Малхит — мелкозернистый до плотного агрегат плагиоклаза и роговой обманки, иногда с порфировой панидиоморфно-голокристаллической структурой, зеленовато-серый до темносерого (большей частью сопровождает диориты).

Различают также соответствующие гранитным аплитам бронзит-аплиты, диорит-аплиты, тоналит-аплиты, сиенит-аплиты и пегматиты.

2. Сопровождающие гранитные породы.

Аплит — панидиоморфнозернистая белая и мясо-красная жильная мелкозернистая до плотной 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.

К числу аплитов щелочных гранитов относятся так называемые лестивариты, характеризующиеся сахаровидной структурой, отсутствием кальциево-натрового полевого шпата и присутствием в них 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 панидиоморфнозернистой, в то же время флюидальной, приближающейся к трахитовой, структурой.

4. Нефелиновые и лейцитовые породы, как и щелочные граниты и сиениты, сопровождаются часто так называемыми тингуанитами; обычно это зеленоватые или сероватые плотные породы, панидиоморфнозернистые, полнокристаллические, иногда порфировые, характеризующиеся составом из щелочного полевого шпата и нефелина с примесью эгирина, реже эгирин-авгита; они же называются нефелин-тингуанитами; кварцевые тингуаниты — полнокристаллические порфировые мелкозернистые до плотных породы, в основной массе которых располагаются длинные кристаллы эгирина и изометричные кристаллы щелочных полевых шпатов, редко кварца.

К числу ламинофировых жильных пород принадлежат следующие из числа наиболее распространенных.

1. Сопровождающие габбровые и диоритовые породы.

Одинит — серовато-зеленая тонкозернистая до плотной порода, полнокристаллическая, состоящая из сильно удлиненных табличатых кристаллов плагиоклаза (лабрадора) и большого количества призматического авгита, реже роговой обманки (сопровождает габбро).

Вогезиты в свежем состоянии светлозеленоватые, серые или темносерые, иногда базальтовидно-черные, панидиоморфнозернистые, мелкозернистые; главными составными частями их явля-

ются: 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, характеризующиеся составом главным образом из биотита, с примесью в минетте ортоклаза, в керсантитах — плагиоклаза. Минетте сопровождают граниты и противополагаются аплитам, керсантиты сопровождают диориты.

3. Щелочные породы, сопровождаются особой группой жильных щелочных пород, среди которых главные: камптониты и мончикиты.

Это лампрофировые жильные породы, состоящие из мелкозернистой до плотной основной массы, в которой рассеяны вкрапленники гексагональных кристаллов биотита, густо-краснобурой окраски, черных кристаллов роговой обманки баркевикитового типа и авгита, иногда также оливина. Камптониты панидиоморфнозернистые или в других случаях порфировые; основная масса камптонитов панидиоморфнозернистая, полнокристаллическая 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 оливином и биотитовый мончикит с переменным содержанием мелилита и перовскита.

Особую группу горных пород, связанных с последними стадиями остывания массивов магматических пород, составляют пегматиты — крупнозернистые и гигантски зернистые породы, обычно состава, приближающегося к составу аплитовых пород. Особенно часто встречаются гранитные пегматиты, сопровождающие гранитные массивы.

Гранитные пегматиты состоят главным образом из кварца, микроклина и плагиоклаза (олигоклаза), достигающих крупных размеров, иногда до многих кубических метров в каждом отдельном кристалле. В небольшом количестве присутствуют также слюды, в особенности мусковит, обладающие иногда также крупными размерами (мамские месторождения мусковита).

Кристаллы полевых шпатов и кварца в одних случаях прилегают одни к другим, в других — прорастают друг друга сложными скелетными кристаллами, в результате чего получается характерная пегматитовая структура: на полированной поверхности поперечных сечений получаются своеобразные разрезы скелетов сероватого кварца, напоминающие еврейские письмена, 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 ряд других минералов, содержащих Ce, La, Di, Cs, Rb и др.

Пегматиты получаются 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 в определенных стадиях остывания.

Магматический этап

А. Магматическая фаза, 900—800°. Застывание гранитного массива. В последних стадиях — образование турмалиновых, солнц, монацитовых и магнетитовых шлиров.

Эпимагматический этап

В. Собственно эпимагматическая фаза, 800—700°. Образование своеобразных зон, отделяющих крупнозернистый пегматит от самого гранита; зона часто носит аплитовый или сахаровидный характер, содержит зерна граната и магнетита.

С. Собственно пегматитовая, или графическая, фаза, 700—600° (по Ниггли — магматически-флюидная), состоящая из типичного пегматита.

Граница перехода α-кварца в β-кварц

D—E. Пегматоидная фаза (по Ниггли — флюидно-газовая), 600—500°.

Зона главнейшего минералообразования флюидного остатка, иногда без заметного перехода связанная с зоной С. 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 пневматолитических образований: зеленых слюд, альбита, литиевых соединений и др.

Перерыв около критической температуры воды

H—K. Гидротермальная фаза, 400—50°. Образование зеленых слюдок, позже сульфидов, еще позже цеолитов и карбонатов.

L. Гиперагенная фаза, 50—0°. Накопление глинистых веществ, иногда вторичного кальцита, повторное окремнение с выделением кварца, халцедона и др.

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 магмы, при кристаллизации дающие карбонатные кристаллические породы, так называемые карбонатиты;

2) апатитолитовые магмы, при кристаллизации дающие главным образом апатитовые породы;

3) сульфидолитовые магмы, 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 составных несиликатных частей, как результат дифференциации силикатных магм.

К числу магматических карбонатитов некоторые петрографы относят кристаллические известняки острова Цейлона (Коморасвами), кристаллические известняки острова Альне, где они связаны с нефелиновыми сиенитами (Гегбом и др.). Имеются также дайки кристаллических известняков, присутствие которых установлено было в США Дэли, на Турьем мысу на Кольском полуострове Белянкиным; возможность существования карбонатитов не исключается, но распространение их весьма ограниченное.

Апатитолиты известны в районе Хибин, где они тесно связаны с нефелиновыми сиенитами в определенной последовательности по возрасту: хибиниты, как более древние, ийолиты и уртиты, как более юные, и, наконец, апатитолиты (неалиты и апанеиты), как наиболее юные.

Апатитолитовые магмы заняли свое место последними и дали начало гибридным породам в результате смешения этих магм с ийолит-уртитовыми породами.

Сульфидолиты представлены различными сульфидами, образуются они обычно в результате ликвации, т. е. отсутствия смешиваемости двух жидкостей—сульфидной магмы и магмы силикатной, из которой они выделяются; при этом образуются или два слоя (полная ликвация), или же шлировое пятнистое распределение сульфидных руд.

Примеры сульфидолитов имеются в значительном количестве на Урале; к ним относятся также сульфидолиты месторождения Седбери в Канаде.

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. образующимися из расплава, пневматолитическими или гидротермальными, остается пока открытым.

К ферролитам относят магматические образования, сопровождающие в отдельных случаях гранитные и сиенитовые породы, также основные и ультраосновные породы. К числу ферролитов относятся, по Левинсону-Лессингу, магнитные железняки горы Благодать, где они играют роль инъецированных образований, внедрившихся в окружающие их породы в жидком состоянии. Образуются ферролиты в результате ликвации силикатных магм и магм несиликатных, которые в зависимости от состава первых и своего дают начало таким ферролитам, как магнетитовые ферролиты, титано-магнетитовые, хромитовые и другие.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Магматические породы пользуются во всех частях света чрезвычайно широким распространением; в большинстве мест, где они выступают, они обнаруживают большое разнообразие типов — глубинных, излившихся и промежуточных; в каждой данной области это разнообразие в сущности больше, чем это наблюдается исследователями, так как исследованию доступны только те части пород, которые выступают на поверхности земли или благодаря тому, что они излились на поверхность, или потому, что процессы размыва, в связи с горообразующими процессами, обнажили те породы, которые образовались на большей или меньшей глубине. Большую роль в деле изучения комплексов разнообразных

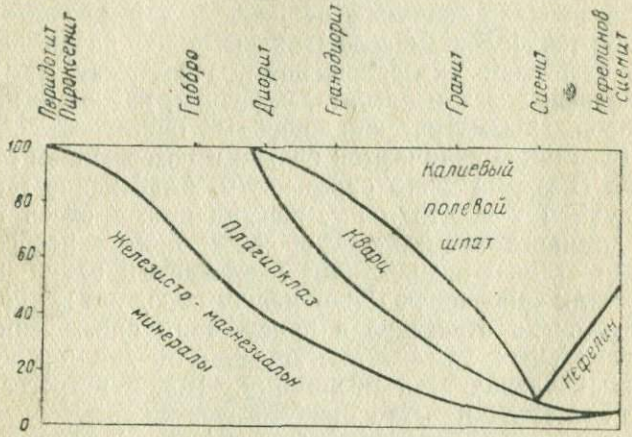


Рис. 25. Схема взаимоотношений магматических пород.

магматических пород и их преобразований играют те глубокие искусственные выработки, которые вскрывают 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.

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 Иддингсу, кровным родством.

Примером типичной петрографической провинции может служить прежде всего область Чехо-Словакии, где излившиеся породы богаты щелочами и содержат заместителей полевых шпатов, а глубинные принадлежат к содалитовым сиенитам, эссекситам и т. д. с сопровождающими их бостонитами, тингуаитами и другими щелочными жильными породами. Полную противоположность петрографической провинции Чехо-Словакии представляет область Венгрии, которая характеризуется сильным развитием исключительно щелочноземельных пород, отличающихся сравнительно малым содержанием щелочей, именно дацитов, андезитов и других из числа излившихся, банатитов, диоритов и других из числа глубинных пород. В петрографической провинции окрестностей 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 Na_2O в своем составе, главным образом альбита, нефелина, натровых пироксенов и амфиболов. Магматические породы окрестностей Мон-Дор в Оверни (Франция) отличаются большим содержанием MgO. Южная Италия (Везувий и его окрестности, Альбанские горы и др.) характеризуются 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 членах этой провинции. Так, в петрографической провинции юга Италии часто присутствует лейцит.

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 с характерными особенностями, выражающимися в содержании хрома и связанной с ним платины.

На Урале характерной петрографической провинцией являются две длинные полосы: одна (восточная) — севернее Кыштыма до озера Сунгуль (Вишневые горы) и другая (западная) — севернее Миасса (Ильменские горы), на юге, 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, рогово-обманковых 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; они представлены двумя массивами — одним на Волыни, другим на юге Киевской и севере Одесской областей; здесь развиты крайне разнообразные типы главным образом габбровых

пород, отличающихся некоторым избытком K_2O, сравнительно с другими габбровыми провинциями, как, например, Урала. В отличие от Урала, в них отсутствуют перидотитовые типы, зато присутствуют лабрадориты.

Особый тип пород развит в Подолии (Украина) и в прилегающих частях Украины; эти породы носят чарнокитовый характер, в минералогическом отношении отличаются присутствием гиперстена как в наиболее кислых разностях, так и в наиболее основных.

Петрографические провинции Кавказа — Эльбрус, Казбек и пр. — с их разнообразными лавами характеризуются постоянным присутствием гиперстена; то же в районе озера Севан в Армении.

Характер петрографических провинций часто с течением времени совершенно изменяется; такого рода эволюция петрографических провинций наблюдается во многих местах; так, в Чехо-Словакии 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 петрографических провинций наблюдаются в Великобритании и ряде других мест.

Тихоокеанский и атлантический типы пород. Среди магматических пород необходимо различать две большие группы: породы щелочные и породы щелочноземельные. В распространении этих пород наблюдается та особенность, что 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 первые породами атлантического типа, вторые — породами тихоокеанского типа; в общем получаются как бы две крупные петрографические области с частым нахождением в одной из них щелочных пород атлантического типа. 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	*Породы тихоокеанского типа*
Щелочные полевые шпаты образуют главную массу кислых и средних пород, часто присутствуют в основных	Щелочные полевые шпаты присутствуют в не особенно большом количестве, за исключением кислых пород, и отсутствуют в основных. Плагиоклаза много
Часто одновременное присутствие основного плагиоклаза и калиевого полевого шпата	Часто наблюдается зонарная структура плагиоклазов
Часты микро- и криптоперititовые прорастания	
Часты заместители полевых шпатов (лейцит, нефелин, содалит, гаюин, нозеан, первичный анальцим, мелилит)	Заместители полевых шпатов отсутствуют

Таблица 29

Отношения диашистовых жильных пород к глубинным (частично по Гроуту, 1932 г.)

	Ожидаемые лейкократные жильные породы	Крупные интрузивы	Ожидаемые лампрофировые жильные породы	Минералогический состав
Кварц, ортоклаз	Аплиты	Гранит	Минетте	Биотит, роговая обманка, *ортоклаз*
			Вогезит	Роговая обманка, авгит, *ортоклаз*
			Керсантит	Биотит, авгит, *плагиоклаз*
Кварц, ортоклаз	Пегматиты	Сиенит	Спессартит	Роговая обманка, авгит, *плагиоклаз*
			Дурбахит	Биотит, роговая обманка, *ортоклаз, оливин*
Ортоклаз, вкрапленники анортоклаза	Бостонит	Нефелиновый сиенит	Минетте	Биотит, роговая обманка, *ортоклаз*
			Вогезит	Роговая обманка, авгит, *плагиоклаз*
			Керсантит	Биотит, авгит, *плагиоклаз*
			Камптонит	Роговая обманка (баркевикит), авгит
Калиевый полевой шпат, нефелин, эгирин	Тингуаит	Диорит	Мончикит	Авгит, оливин, нефелин полешпат
			Фурчит	Авгит, роговая обманка, фельдшпатоид, полешпат
Калиевый полевой шпат, рибекит	Пайзанит	Монцонит	Альнеит	Биотит, мелилит, авгит, оливин
			Уачихит	Авгит, биотит, полевой шпат
Кварц, полевой шпат, роговая обманка, биотит	Малхит	Габбро	Камптонит	Роговая обманка (баркевикитовая) авгит, плагиоклаз
			Мончикит	Авгит, оливин, нефелин, полевой шпат (порфировая)
		Диабаз	Альнеит	Биотит, мелилит, авгит, оливин
			Иссит	Роговая обманка, авгит, иногда плагиоклаз
		Перидотит	Одинит	Роговая обманка, плагиоклаз
			Железные руды	

Кварц присутствует только в наиболее кислых породах	Кварц присутствует не только в кислых, но и во многих средних породах
Амфиболы и пироксены часто содержат натрий (рибекит, арфведсонит, баркевикит, гастингсит, катофорит, кроссит, эгирин, акмит)	Пироксены представлены ромбическими пироксенами, авгитом, диопсидом; амфиболы — обыкновенной роговой обманкой
Часто присутствуют слюды и гранат (меланит) в породах с различным содержанием кремнекислоты	Слюда присутствует редко, за исключением кислых пород, меланит отсутствует

Кроме того, различают средиземноморский тип магмы, в химическом отношении отличающийся значительным содержанием K_2O, в минералогическом — содержанием лейцита в ненасыщенных разностях этих пород. Ниггли дает такую сравнительную таблицу этих трех типов магм (табл. 30).

Таблица 30

Тихоокеанский тип	Средиземноморский тип	Атлантический тип
Магнетит Оливин Гиперстен Авгит Биотит		Магнетит Оливин Щелочной пироксен Щелочная роговая обманка Монтичеллит
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 Анальцим Нозеан Содалит

Таким образом, средиземноморская свита пород отличается некоторой десиликацией, связанной с образованием лейцита и с неустойчивостью калиевого полевого шпата.

Оливин не имеет значения, как критерий отнесения породы к той или иной свите; это связано с тем, что многие минералы с большим содержанием кремнекислоты легко десилицируются.

В зависимости от условий, получающихся с течением времени, образуется оливин, который затем либо сохраняется, либо перитектически ресорбируется.

Характерно то, что со щелочными породами чаще связано присутствие редких элементов, чем с щелочноземельными.

Относительное распространение различных магматических пород далеко не одинаково. Из числа глубинных пород наибольшим распространением пользуются граниты и гранодиориты, площади распространения которых приблизительно в 20 раз больше, чем

всех остальных глубинных пород вместе взятых. Среди излившихся пород пространство, занимаемое базальтами, почти в 20 раз больше занимаемого всеми остальными излившимися породами. Следовательно, среди глубинных пород первенствующую роль играют граниты и гранодиориты; второстепенную — габбровые породы; среди излившихся, наоборот, липарит и кварцевые порфиры (излившиеся аналоги гранитов) играют второстепенную роль, главную же 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 и относительное распространение типов магматических пород — тихоокеанского и атлантического; породы второго типа в среднем составляют, по вычислениям Дэли, менее 1% всей массы пород первого типа; имеются лишь отдельные области, где количество их больше; так, в области Пиренейского полуострова количество это повышается до 5%, в районе Кольского полуострова — свыше 10% территории его, образованной докембрийскими как магматических, так и осадочными породами; 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, Чехо-Словакии, 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 др.); в третичный период в ряде мест 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 Чехо-Словакии, Южной Германии (нефелиновые и лейцитовые породы Гегау, Ренн, Эйфеля, окрестностей Лаахерского озера, Зибенгебирге, Каценбукеля).

Азия. В Азии магматические породы пользуются местами чрезвычайно широким распространением; огромные пространства занимают во многих частях ее граниты — ряд мест Западной и в особенности Восточной Сибири, Средней Азии и др.; во многих местах видную роль играют базальты, занимающие огромные пространства на Декане в Индии (базальтовые покровы в сотни тысяч квадратных километров, местами, например около Бомбея, до 2800 *м* мощностью); громадные площади занимают основные породы в области Восточной Сибири (траппы — оливиновые базальты и долериты).

В огромном большинстве мест выступают при этом самые разнообразные породы тихоокеанского типа; эти породы, начиная от внутренней части апеннино-альпийско-карпатской дуги, тянутся через Малую Азию, всю Южную, Среднюю и Северо-Восточную Азию до берегов Тихого океана. Лишь местами присутствуют 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 др. около Минусинска, нефелиновые сиениты, камптониты и др. южной части Енисейского округа, лейцитовые фонолиты Тунгуски, нефелиновые сиениты Сахалина; встречаются в небольшом количестве щелочные породы и в Китае.

Новейшие — третичные до современных — магматические породы выступают как на восточном побережье Азиатского материка, так и на островах в западной части Тихого океана — на Камчатке, Курильских, Японских, Филиппинских — и на ряде других островов южной части Тихого океана; эти породы, как и в области Зондского архипелага, принадлежат к тихоокеанскому типу и представлены главным образом андезитами; лишь местами присутствуют как исключения магматические породы атлантического типа (Гавайские острова, где наряду с базальтами присутствуют в небольшом количестве содержащие гаюин нефелиновые базальты, Каролинские острова с нефелиновыми базальтами, Самоанские острова с лимбургитами, остров 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 районе Кохинхины, Аннама, Малайских островов, причем диориты играют второстепенную роль, иногда и отсутствуют. Наряду с щелочноземельными присутствуют и щелочные, но не ультращелочные породы; возраст этих глубинных пород — послетриассовый. В этой области лишь крайне редко выступают породы атлантического типа (нефелиновые сиениты Аляски, тералиты Коста-Рики, лейцитовые базаниты Калифорнии). Наоборот, восточная область, расположенная к востоку от Скалистых гор в Северной Америке и к востоку от Анд в Южной Америке, характеризуется при полном преобладании как среди глубинных, так и излившихся пород магматических пород тихоокеанского типа, присутствием многих мест, в которых развиты в довольно больших массах породы атлантического типа; таковы разнообразные щелочные породы Массачузетса, Вермонта, Нью-Йорка, Нью-Джерси, где развиты частью и нефелиновые сиениты, Арканзаса и ряда других штатов США, в Бразилии (нефелиновые сиениты, тералиты, фонолиты), в Парагвае и др.

Африка. В Африке наибольшим развитием пользуются как глубинные, так и излившиеся породы тихоокеанского типа, причем местами более видная роль принадлежит породам атлантиче-

ского типа, именно на острове Мадагаскаре, где развиты разнообразные щелочные породы — эгирин-рибекитовые граниты, нефелиновые сиениты, ийолиты, эссекситы, нефелиновые габбро и др. и их излившиеся аналоги. На материке породы атлантического типа наибольшим распространением пользуются в области знаменитых восточноафриканских грабенов (вулканы Килиманджаро, Кения и др.) и ряде других мест.

Атлантический океан. Область Атлантического океана характеризуется тем, что на большинстве островов его, наряду с преобладающими породами тихоокеанского типа, присутствуют лавы атлантического типа (Тристан-Дакунья, нефелиновые сиениты, фонолиты и др., о. Зеленого мыса, нордмаркиты, эссекситы, фонолиты Канарских островов, эссекситы, лимбургиты, базаниты и др. острова Мадейры, фонолитоидные и иные трахиты Азорских островов и др.); нефелиновые и содалитовые сиениты в значительных массах 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 др. 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% SiO_2, и базальтовой, содержащей 47,47% SiO_2; однако эта теория смешения, с успехом примененная Бунзеном к изученным им в химическом отношении лавам Исландии, оказалась совершенно неприменимой к огромному большинству магматических пород.

Дифференциация магм. 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 процессе извержения и застывания дают начало разнообразным «комагматическим», т. е. образовавшимся из общей материнской магмы, магматическим породам; так, если материнская магма данного магматического бассейна была особенно богата Na_2O, то и вторичные магмы и получаемые из них комагматические породы будут отличаться бо́льшим содержанием Na_2O, чем породы,

полученные при дифференциации магматического бассейна иного состава.

Обычно различают два главных типа дифференциации магмы:

а) магматическую, которая имеет место задолго до начала кристаллизации, на больших глубинах, при температурах, более или менее превышающих температуру затвердевания или начала кристаллизации магмы;

б) кристаллизационную, происходящую 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 разрешены полностью, но уже и в настоящее время мы можем делать ряд выводов, вытекающих из изучения магматических пород, взаимоотношений разнообразных магматических пород в земной коре, также из сопоставления данных экспериментальных исследований и делать ряд определенных выводов.

Причины дифференциации магмы могут быть различны. В одних случаях может иметь место дифференциация путем диффузии в магме, как силикатном расплаве обычно очень сложного состава. Диффузия усиливается под влиянием различия температур в различных частях магамтического бассейна, либо растворяемых магмой горных пород другого состава, чем магма; происходит растворение или ассимиляция этих пород. 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 дифференциации магмы, т. е. перераспределения ее составных частей, могут иметь также и летучие компоненты, присутствующие в магме и выделяющиеся из нее во время ее остывания или кристаллизации. Характерен для процессов распределения составных частей магмы тот антагонизм, который существует между двумя группами окислов: с одной стороны, кремнезема и щелочей (SiO_2, Na_2O, K_2O), с другой — окислов магния и железа (MgO, FeO, Fe_2O_3). В конечном процессе 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 отличаются 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: магнезиально-железистые и кремнисто-щелочные.

Тот антагонизм, который существует между указанными окислами, проявляется постоянно, в особенности когда мы сравниваем магматические породы, их минералогический и химический состав одного и того же района; при этом он проявляется не только в крупных, но и в малых размерах.

Как простейший пример, можно привести лейкократовое и меланократовое габбро одного и того же района — Панских высот на Кольском полуострове, выраженное, что особенно удобно, в показателях Ниггли (табл. 31).

Таблица 31

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
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 размерах коэфициентов *si* и *alk* с одной стороны, *fm* — с другой. Нейтральный характер обычно носит коэфициент *c*, т. е. содержание CaO.

Совершенно отчетливо выражен тот же антагонизм в базальтовом потоке Антрима (см. стр. 108), где видно, что на усиление антагонизма оказывает влияние сила тяжести (табл. 32).

Таблица 32

	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)	100	20	51	25	4	0,2	0,6
Нижняя часть потока (хризофировый базальт)	89	14	67	17	2	0,3	0,8

Здесь совершенно отчетливо выражено увеличение количества соответствующих окислов, дающих минералы с наибольшим удельным весом (пироксен, оливин) на дне потока, и увеличение вверху потока количества соединений, дающих минералы с наименьшим удельным весом (полевые шпаты). Характерно далее увеличение коэфициента *mg*, что связано с обычным уменьшением содержания закиси железа в ромбических пироксенах за счет энстатитовых молекул в магматических породах с увеличением их основности, как видно из таблички, составленной Вейх еще в 1914 году (оливин дан по расчетам Куплетского).

Интрузивные породы

Содержание $FeSiO_3$

Сиенит 50%
Диорит 45%
Биотитово-роговообманковое габбро . . . 45„
Габбро . . . . . 31„
Перидотит . . . . . 14„
Оливин в мелилитовом оливините . . . . . 14% Fe_2SiO_4

Эффузивные породы

Содержание $FeSiO_3$

Трахит 53%
Роговообманково-биотитовый андезит . . . . . 46„
Пироксеновый андезит . . . . 44„
Базальт . . . . . 25,5„
Лимбургит . . . . . 22„

Таким образом, как в данных Вейх, так и в данных по потоку базальта Антрима, вскрывается разница в роли FeO и MgO при дифференциации.

Характерный пример процессов дифференциации в одном и том же гранодиоритовом районе можно привести из области Катунских Альп (Алтай) с расположением магматических глубинных пород в порядке понижения основности (табл. 33).

Таблица 33

		si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
1	Пегматит	315	42	22	11	25	0,4	0,4
2	Гранит биотитовый	300	39	28	12	21	0,4	0,4
3	Биотитовый гранит	252	35	30	16	19	0,4	0,4
4	Гранодиорит	225	35	30	16	19	0,2	0,4
5	Гранодиорит (Котандинский массив)	215	36	27	18	19	0,2	0,4
6	Габбросиенит (Кочурлинский массив)	170	28	44	16	12	0,2	0,5
7	Габбродиорит (Оруктойский массив)	124	23	47	19	11	0,2	0,7

Здесь проявляется та же картина антагонизма между кремнекислотой и щелочами с одной стороны, и магнезиально-железистыми

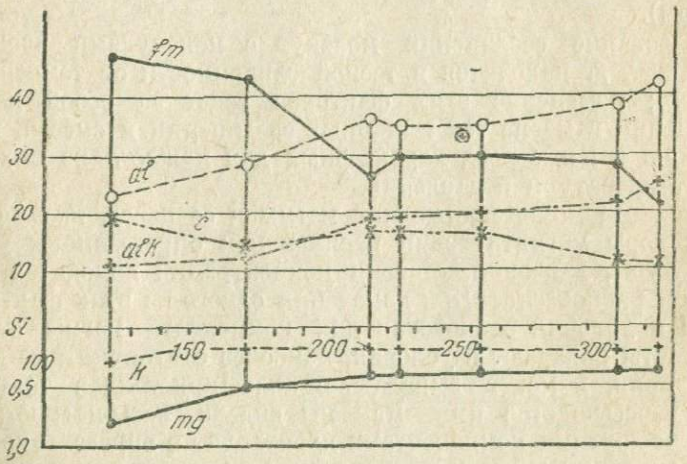


Рис. 26. Диаграмма Ниггли, показывающая генетическую связь между различными глубинными магматическими породами Горного Алтая (анализы в табл. 33).

окислами с другой, ясно выступающая на диаграмме (рис. 26); вместе с тем проявляется также различное поведение FeO и MgO, ведущее к увеличению содержания в более основных дифференциатах магнезиальных минералов за счет железистых.

В общем характерным является то, что отдельные окислы имеют стремление в процессе дифференциации отделяться одни от

других, другие передвигаться вместе, причем градации таких степеней взаимного передвижения могут быть крайне разнообразны. Так, резко проявляется стремление к разъединению у SiO_2 с Na_2O и K_2O по отношению к окислам MgO, FeO, Fe_2O_3, отчасти MnO. Более слабо, но все же отчетливо, это выражено в отношении окислов MgO и FeO во второй группе и Na_2O и K_2O в первой, по все признакам между Fe_2O_3 и FeO. Более сложно поведение CaO и Al_2O_3.

В каком виде передвигаются окислы, — до настоящего времени точно не установлено. По мнению Ниггли, они передвигаются в виде более или менее сложных соединений; он считает, что магма состоит из десяти главных окислов: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, H_2O, присутствующих в магме в виде следующих групп их соединений:

$KAlSiO_4$	Kp Калинефелин	Fe_2SiO_4	Fa Файалит
$NaAlSiO_4$	Ne Нефелин	Mg_2SiO_4	Fo Форстерит
$CaAl_2SiO_6$	Ts Молекула Чермака	SiO_2	Q Кварц
$HAlSiO_4$	Gl Молекула слюды	H_2O	W Вода
Na_4SiO_4	Ns Натровый силикат	O_2	O Кислород
K_4SiO_4	Ks Калиевый силикат	$Fe(Fe_2O_4)$	Mx Магнетит
Ca_2SiO_4	Co Кальцевый 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 с молекулами изоморфных смесей и т. д. находится в тесной зависимости от температуры и давления; изменение этих факторов ведет за собой изменение образований в магме тех или иных соединений и смесей, постоянных лишь в известных, характерных для каждого из них, интервалах температуры и давления.

В каждый момент остывания магмы и ее передвижения внутри земной коры магматический расплав при определенных условиях температуры, давления, степени концентрации находится в определенном равновесии. При изменении одного из этих факторов меняются и условия равновесия для компонента магмы, отдельные компоненты попадают в условия, наиболее благоприятные для кристаллизации, и могут выпадать в виде кристаллов тогда, когда магма пересыщается ими. Как мы видели, насыщаемость магмы теми или другими компонентами происходит в определенной последовательности; Боуэн, составив свою наглядную схему кристаллизации, показал, в каком порядке должно итти выделение того или иного из компонентов магмы с образованием определенных минералов. Характерным является то, что эти компоненты обычно выделяются в виде изоморфных смесей; изоморфные смеси 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, действие силы тяжести.

Одной из главных причин диференциации 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 этому.

Как мы видели, по схеме Боуэна первыми выделяются магнезиально-железистые ортосиликаты, обладающие большим удельным 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 (ресорбируются), обогащая окислами магния и железа более глубокие части магматического бассейна.

В случае медленной кристаллизации, при наличии различий между удельными весами остающейся жидкости и выделяющихся минералов, последние опускаются в более глубокие части магматического бассейна и там накопляются, увеличивая основность более глубоких зон бассейна и увеличивая кислотность и щелочность более высоких горизонтов его; по мере того как протекает этот процесс *фракционной кристаллизации*, постепенно происходит изменение состава магмы в магматическом бассейне — она диференцируется. При полной кристаллизации должны получиться две горные породы с различным составом и с переходами между ними, как это отчетливо наблюдается в ряде бассейнов, где диференцировалась габбро-перидотитовая магма, например в районе габбро-перидотитовых пород Урала, в таких типичных лополитах с диференцировавшейся габбровой магмой, как лополит Бушвельда в Южной Африке или в лополите в районе Седбери в Канаде.

При повторной кристаллизации и диференциации такого рода получаются *анхимономинеральные магмы* (например лабрадориты, дуниты и др.). При выделении анхимономинеральных магм такие окислы, как K_2O, Na_2O, Al_2O_3, SiO_2, остаются в остаточной магме; продолжающиеся кристаллизация и диференциация приводят к образованию *анхиэвтектических магм* (габбро, нориты, сиениты). Конечным продуктом такого рода диференциации является гранитная магма. Из остаточных магм, если летучие вещества не могли быть удалены, образуются пегматитовые магмы.

Процесс диференциации, 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 и часто происходят одновременно.

Огромное значение в деле дифференциации магм играют также минерализаторы. В этом отношении имеют большое значение работы Ниггли. Следует, однако, указать на то, что мнения относительно роли летучих веществ в процессе дифференциации магм разнообразны. Так, Фогт и Боуэн придают им малое значение. Роль минерализаторов заключается в том, что летучие составные части магмы концентрируются в жидких остатках магмы, все более и более кислых и обогащенных щелочами и глиноземом. Они образуют легкоподвижные соединения магм с этими компонентами и облегчают передвижение их вверх. Как мы видели, в контактах гранитных и других магм они переносят составные части магмы иногда далеко за пределы магматического бассейна, пропитывая окружающие породы. Так как эти летучие вещества особенно чувствительны к изменениям давления, они передвигаются вместе со щелочными и глиноземистыми составными частями магмы в места с уменьшенным давлением; в результате получается усиление процесса дифференциации магмы.

Этот процесс воздействия летучих составных частей магмы на группы компонентов ее дает возможность объяснить некоторые особенности горных пород в связи с процессами дифференциации и кристаллизации. При процессе кристаллизации летучие вещества оказывают особенно сильное влияние на передвижение щелочных составных частей, также молекул состава $NaFeSiO_4$, которые в ряде случаев играют видную роль в составе магмы.

Третий фактор, который играет крупную роль в деле дифференциации изверженных силикатных магм, — это ассимиляция, т. е. вплавление (растворение) тех пород, с которыми соприкасается магма. Этот процесс оказывает огромное влияние на ход дифференциации магмы прежде всего по той причине, что он вызывает изменение в составе самой магмы и, следовательно, нарушает временное равновесие, которое было в магме. В результате ассимиляции происходит приток к данной области, где происходит процесс ассимиляции, в одних случаях темных составных частей, в других — светлых.

Вопрос влияния ассимиляции и других факторов на дифференциацию магм до настоящего времени остается не вполне разрешенным. В этом отношении характерным является вопрос образования путем дифференциации щелочных магм.

Щелочные породы, как мы видели, наблюдаются в тех районах, где происходили по преимуществу процессы сбросового характера, что вне сомнения влияло на условия равновесия внутри дифференцирующейся магмы (Африка, восточные штаты США, Мариупольский район и др.) [1].

---

[1] По Куплетскому, «уже беглое знакомство с нефелиновыми сиенитами

Дэли и вместе с ним некоторые другие петрографы объясняют образование щелочных магм воздействием ассимилируемых известняков, находящихся в контакте с нормальной магмой; CaO, освобождаясь от 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 железомагнезиальные силикаты с 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 2½ раза больше весовых количеств SiO_2; при их дальнейшем выделении под влиянием 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, и главным образом нефелиновые сиениты, встречаются в контакте с известняками (Батогольский голец, остров Альне и др.).

Смит и другие петрографы выдвигают иное объяснение, именно — влияние летучих веществ, увлекающих $NaAlSiO_4$ и $NaFeSiO_4$ и концентрирующих их в верхней части гранитных или иных магматических бассейнов вместе с летучими веществами на процесс дифференциации; это объяснение весьма вероятно, так как обычно в области нефелиновых пород мы находим огромное разнообразие минеральных ассоциаций, называемых различными типами нефелиновых сиенитов, обладающих на небольшом протяжении крайне значительным разнообразием структур — от мелкозернистых и плотных до крупнозернистых и пегматитовых, от равномерно зернистых до порфировидных, от массивных до ленточных и первично сланцеватых. Обычно они ограничены площадями изометричной формы (Хибины, Мариуполь, Батогольский голец Восточной Сибири, остров Альне и др.). Такое происхождение нефелиновых пород 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 ряде минералов в мариупольском массиве присутствует фтор в флюорите, роговых обманках (во фтортарамитах до 3%).

В Хибинах летучие вещества играют также видную роль. Это видно из крупных скоплений апатитов, содержащих значительные количества фтора, также и других минералов, присутствующих среди нефелиновых пород Хибин; так, например, лампрофиллиты содержат фтора до 1,89%, ловенит — 3,97%, ферсманит — 3,61%, астрофиллит — до 3,47%.

СССР показывает, что в общем виде представление о приуроченности щелочных пород к зонам дизъюнктивных дислокаций не может быть сохранено. Куплетский. Формации нефелиновых сиенитов СССР, стр. 280. Издание Академии наук СССР. 1937.

Следует иметь в виду, что в процессе взаимодействия летучих веществ и силикатных магм может происходить также вытеснение углекислотой кремнекислоты; в таком случае получаются вторичные карбонаты в областях развития нефелиновых пород, как, например, в районе Батогола в Сибири, также в районе Турьего мыса на юге Кольского полуострова.

Б. М. Куплетский также придает значение минерализаторам в деле образования нефелиново-сиенитовых пород Хибин и Луявурта, главным образом H_2O и F. Это, согласно ему, подтверждается открытием крупного массива щелочных гранитов к востоку от Хибин на площади, по его расчету, свыше 3000 *км*^{2}. Щелочные сиениты верховьев Харловки и оригинальные породы Турьего мыса представляют собой только отпрыски грандиозных щелочных массивов Хибин и Луявурта. В общем щелочные и полущелочные породы чрезвычайно широко развиты по Кольскому полуострову, и образование их не связано с известняками.

Большую роль в процессе дифференциации магмы и во время ее кристаллизации играет, согласно Боуэну, также процесс фильтрпрессования; он 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. Так как остаточный раствор всегда более кислый и богатый щелочами, чем сама магма, то, очевидно, остаточные выжатые магмы более кислые, чем первичная магма. Эту гипотезу Боуэн применяет к объяснению образования по крайней мере части гранитных магм из 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 возможности получения такой магмы, судя по наличию ее в продуктах кристаллизации габброидно-базальтовой магмы, можно привести следующий пример из работ Фемистера (1937 года, табл. 34):

Таблица 34

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
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 в огромных массах, в частности в районе Тихого океана, часто сопровождаются щелочными базальтами, содержащими в частности нефелин, как типичную составную часть щелочных натровых пород тихоокеанского типа.

Наличие нефелиновых базальтов, как сопровождающих нормальные базальты, Боуэн объясняет тем, что в базальтовой магме происходит фракционная кристаллизация, которая всегда приводит к образованию остаточных жидкостей, состоящих главным обра-

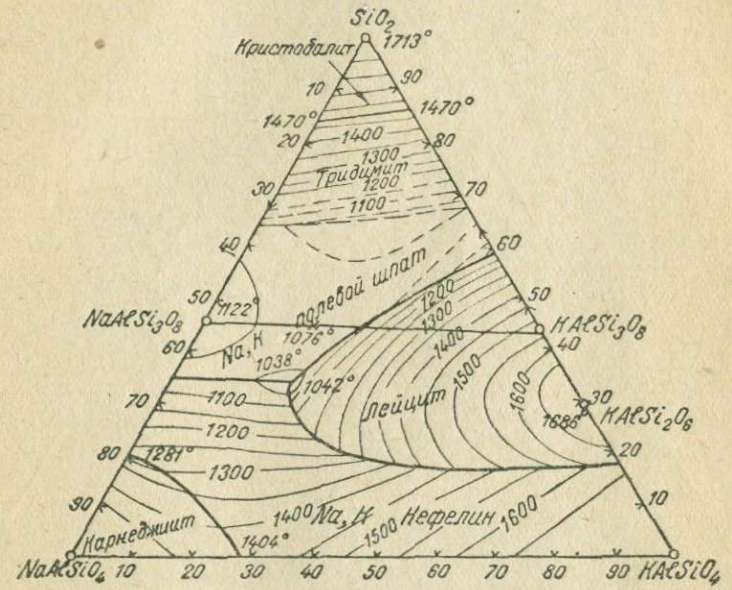


Рис. 27. Диаграмма равновесий системы $NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$ — SiO_2, по Боуэну и Шереру (1937 г.).

зом из трех основных компонентов — молекул нефелина ($NaAlSiO_4$), калиофилита ($KAlSiO_4$) и кремнекислоты (SiO_2) вместе с летучими компонентами.

Диференциация магмы, как показали также и экспериментальные исследования Боуэна и Шерера (1937 г.), всегда приводит к получению наиболее легкоплавких компонентов. В образовании этих горных пород, богатых щелочами, в частности фонолитов, трахитов, риолитов, большую роль играют взаимоотношения между двумя фазами — кристалл — жидкость, т. е. фракционная кристаллизация.

На прилагаемой диаграмме (рис. 27) нефелин — калиофилит — кремнекислота нанесены поля кристаллизации нефелинов, лейцита и кремнекислоты и отмечено поле, в которое попадают изученные специально самим Боуэном (рис. 28) 40 восточноафриканских пород — фонолитов, трахитов и риолитов. 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 сиенита, 19 щелочных трахитов, 12 пантеллеритов, 546 гранитов и 102 риолитов (рис. 29).

Можно сказать, что в настоящее время вопросы кристаллизационной дифференциации изучены в значительной степени полно, хотя и далеко от окончательного разрешения этого сложного вопроса

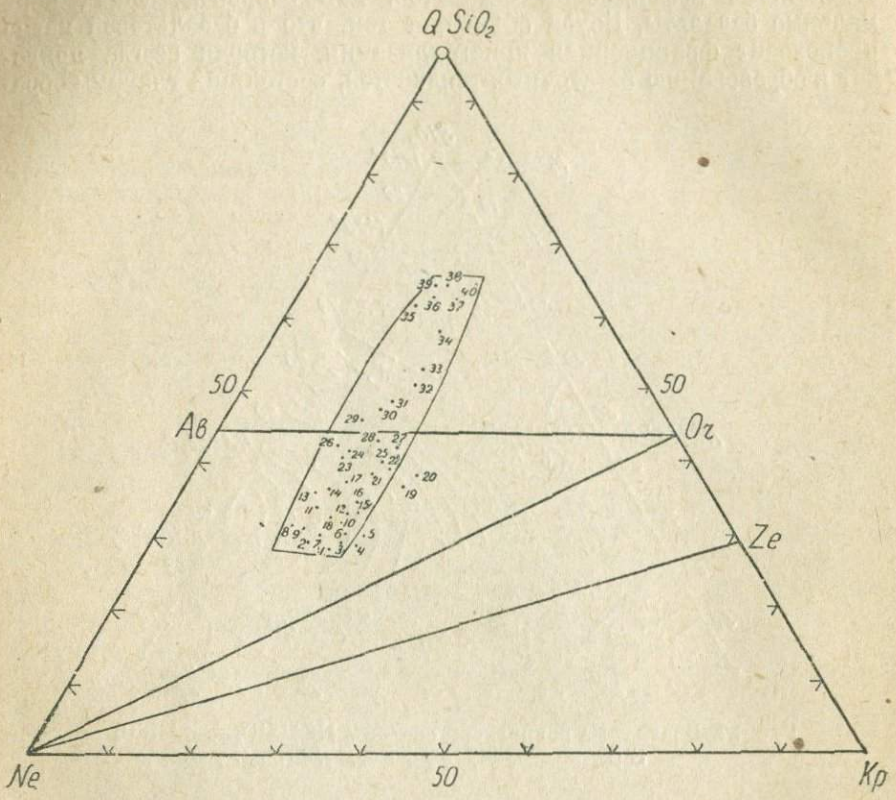


Рис. 28. Нанесение точек проекций салических компонентов (за исключением анортита) 40 анализов восточноафриканских пород.

и поэтому вызывают возражения ряда петрографов, в частности особенно резкие и не вполне обоснованные В. Н. Лодочниковым.

Значительно более слабо обстоит дело с дифференциацией чисто магматической, т. е. происходящей в жидкой фазе.

Для объяснения дифференциации в жидкой магме дается несколько объяснений.

1. Принцип Соре, согласно которому диффузия в жидкой магме может происходить благодаря различию в температурах в различных частях магматического бассейна.

2. Гравитационный эффект, состоящий в том, что в различных частях магматического бассейна (внизу и в верхней части его) давления могут быть в значительной степени различны,

чем и вызывается процесс диффундирования внутримагматической жидкости.

3. Влияние газового переноса, во время которого могут передвигаться вместе с выделяющимися при остывании магмы летучими компонентами также различные составные части магмы. Что такой перенос может происходить, — доказывается существованием флюидного, чрезвычайно легкоподвижного, переноса вещества из гранитной магмы в окружающие породы при остывании гранитного магматического бассейна, когда образуются про-

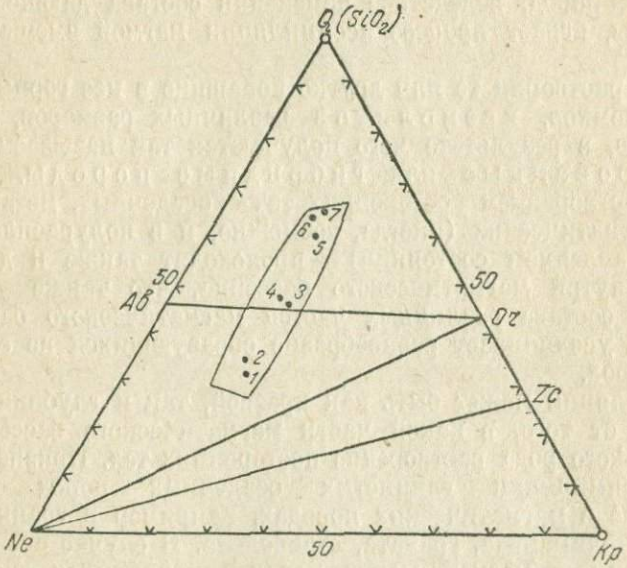


Рис. 29. Диаграмма равновесий системы $NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$ — SiO_2 и точки проекции салических нормативных составов (за исключением анортита) для средних данных (по Дэли) из 15 тингуаитов — *1*, 25 фонолитов — *2*, 32 щелочных сиенитов — *3*, 19 щелочных трахитов — *4*, 12 пантеллеритов — *5*, 546 гранитов — *6* и 102 риолитов — *7* (по Боуэну, 1937 г.).

слойные инъекции. Возможность такого рода процесса не исключается, но в отношении его нет достаточно ясного объяснения.

4. Ликвация магмы, т. е. получение при понижении температуры двух жидкостей, не смешивающихся друг с другом. Существование такого рода диференциации в жидких силикатных магмах не доказано, но не исключается; доказана она для сульфидных и железистоокисных, в частности хромитовых, рудных магм, которые могут ликвироваться из смеси их с силикатной магмой при понижении температуры этой сперва однородной, магмы.

Важную роль играет удельный вес; при расщеплении более тяжелые элементы магмы собираются в бо́льших глубинах ее, чем

более легкие. Такого рода дифференциация магмы по удельному весу особенно ясно наблюдается в богатом месторождении никелевых руд в Седбери в Канаде; здесь вверху располагается гранит, содержащий 66,87% SiO_2; с уменьшением содержания SiO_2, Na_2O и K_2O и увеличением CaO и MgO он постепенно переходит в граноднориты, кварцевые диориты, микропегматитовый сиенит, в конце концов в норит с 54,61% SiO_2; в основании без резкой границы располагаются наиболее тяжелые продукты дифференциации — никелевые руды.

Ассимиляция. Крупную роль в образовании новых магматических пород, вследствие изменения состава дающей им начало магмы, играет процесс ассимиляции магмой вмещающих ее пород.

Магма, растворяя те или другие попавшие в нее горные породы в виде обломков, ксенолитов различных размеров, изменяет свой состав, в результате чего получаются так называемые контаминированные или гибридные породы. Одновременно с растворением посторонних тел — осадочных, метаморфических и магматических (иногда, возможно, и в полурасплавленном или расплавленном состоянии) — происходит также и диффузия молекул внутри магматического бассейна, что также усиливает изменения состава различных частей магматического бассейна и тем самым увеличивает разнообразие образующихся из его магмы горных пород.

Ассимиляция может быть как краевой, так и глубинной, в зависимости от того, в какой части магматического бассейна происходят такого рода растворение посторонних тел. Признаком процесса 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; присутствие нефелина также может указывать на процесс контаминиации магмы. Особенно часто сохраняются минералы, обладающие температурой плавления свыше 1300°.

Боуэн полагает, что не всякая магма может растворять все включения, попадающие в нее и ассимиляция ограничивается тем, что ассимилируются 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.

Ассимиляции способствуют крупные размеры магматических бассейнов, высокие температуры их, значительное содержание в магме летучих компонентов, движение самой магмы, иной химический состав тех пород, которые ассимилируются, сравнительно с составом магмы.

Как указывает Гаркер, гибридные породы не способны далее к дифференциации, и с этой точки зрения он рассматривает их как бесплодные, так как они не сопровождаются рудными месторождениями. Обусловлено это значительной потерей тепла во время процессов смешения в силу как отдачи тепла окружающим породам, так и поглощения тепла при растворении магмой других пород.

Как пример можно привести смешение магмы гранитной с габбровой:

	SiO_2, %	CaO, %
Гранит	70,34	1,24
Габбро	46,39	15,29
Гибридная порода	64,72	2,98
Теоретическая смесь	64,71	4,54

Данная гибридная порода получается при смешении 76,5% гранита и 23,5% габбро. Потеря некоторого количества окиси кальция объясняется большей способностью к диффузии кремнекислоты и щелочных силикатов, чем кальциевых силикатов. Полученная гибридная порода имеет состав кварцевых диоритов.

Под влиянием различия в удельных весах и самый состав земного шара, согласно Зюссу характеризуется сложным распределением вещества (стратосфера), центральная его часть до ¾ радиуса состоит из никеля и железа, нифе, по терминологии Зюсса, и из сернистых металлов; далее, начиная с глубины 1500 *км*, идут слои нифесима, богатые никелем и железом, с одной стороны, кремнекислотой и магнием (сима) — с другой; за ними идет слой, характеризующийся составом преимущественно из сима, и, наконец, поверхностные части стратосферы, богатые щелочами и кремнекислотой (сал). Породы двух оболочек — сал и сима — мы находим среди магматических пород (породы щелочноземельные, кислые и породы магнезиально-железистые, основные), породы нифесима и сима — в метеоритах (палласиты и сидериты).

Таблица для определения магматических пород

Породы глубинные

Структура равномерно зернистая или порфировидная. Почти всегда присутствуют в качестве главных составных частей темные (магнезиально-железистые) минералы (оливин, 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	*Пикрит*
г) Оливин и диаллаг	*Верлит*
д) Оливин, диаллаг и гранат	*Эвлизит* (*гранатовый верлит*)
е) Оливин, ромбический и моноклинный пироксены	*Лерцолит*
ж) Оливин и роговая обманка	*Кортландит*
з) Оливин и биотит	*Биотитовый перидотит*

Аб. Единственные или преобладающие составные части пироксены и амфиболы (пироксениты и горнблендиты)

а) С ромбическим пироксеном	*Гиперстенит*
б) С энстатитом, почти без оливина	*Сальвандит*
в) С ромбическими и моноклинными пироксенами	*Вебстерит*
г) С диаллагом	*Диаллагит*
д) С роговой обманкой	*Горнблендит*

Б. С полевыми шпатами без их заместителей (нефелина, минералов группы содалитов, лейцита и др.).

Ба. Калиевый полевой шпат (ортоклаз или микроклин) отсутствует. Из полевых шпатов присутствует только плагиоклаз.

1. Плагиоклаз основной

1а. Кварца мало или нет.

а) С гиперстеном и оливином	*Оливиновый норит*
б) С гиперстеном	*Норит*
в) С диаллагом (авгитом) и оливином	*Оливиновое габбро*
г) С диаллагом (авгитом)	*Габбро*
д) С роговой обманкой	*Роговообманковое габбро*
е) С биотитом	*Биотитовое габбро*
ж) С оливином, без пироксенов	*Форелленштейн (троктолит)*
з) Без темных минералов	*Лабрадорит*

1б. Кварца много.

а) С ромбическим пироксеном	*Кварцевый норит*
б) С диаллагом (авгитом)	*Кварцевое габбро*
в) С роговой обманкой	*Кварцево-роговообманковое габбро*

2. Плагиоклаз средний или кислый

а) Кварц отсутствует или его мало	*Диорит*

Разновидности: роговообманковый, биотитовый, пироксеновый, гиперстеновый, авгитовый и др.

б) Кварца много	*Кварцевый диорит*
Разновидности, как у диорита,	
в) Плагиоклаз щелочной	*Плагиогранит*

Бб. Калиевый полевой шпат (ортоклаз или микроклин) присутствует

1. Кварца много.

1а. Присутствует плагиоклаз (кислый)

а) Ортоклаз (микроклин) значительно преобладает над плагиоклазом.	*Гранит*

Разновидности: биотитовый, мусковитовый, двуслюдяной, роговообманковый, авгитовый, гиперстеновый, диаллаговый, хлоритовый, турмалиновый и др.

б) Ортоклаз (микроклин) немного преобладает над плагиоклазом.	*Адамеллит*
в) Ортоклаз (микроклин) в равных количествах с плагиоклазом.	*Гранодиорит*
г) Плагиоклаз преобладает над ортоклазом (микроклином)	*Тоналит, банатит*

1б. Плагиоклаз отсутствует, присутствуют только щелочные полевые шпаты (альбит, ортоклаз, микроклин, анортоклаз) *Щелочной гранит*

Разновидности: биотитовый, эгириновый, рибекитовый и др.

2. Кварц отсутствует или его мало

а. Присутствует кислый плагиоклаз

а) Ортоклаз (микроклин) преобладает над плагиоклазом.	*Сиенит*

Разновидности: роговообманковый, авгитовый, биотитовый и др.

б) Ортоклаз (микроклин) и средний до основного плагиоклаз в равных количествах.	

а. Плагиоклаз преобладает над ортоклазом (микроклином):

аа) С ромбическим пироксеном	*Ортоклазовый норит*
аб) С моноклинным пироксеном	*Ортоклазовое габбро*
ав) С роговой обманкой	*Сиенито-диорит.*
б) Плагиоклаз отсутствует. Присутствуют щелочные полевые шпаты (альбит, ортоклаз, микроклин, анортоклаз)	*Щелочные сиениты*
ба) С пироксеном	*Лаурвикит*
бб) С амфиболом	*Умптекит*
бв) С несколькими темными минералами	*Нордмаркит, пуласкит*

Кроме того, разновидности: эгириновый, рибекитовый и др.

в) Темные минералы отсутствуют	*Фельдшпатолиты, альбититы, ортоклазиты, микроклинпертититы.*

В. С полевыми шпатами и их заместителями

Ортоклаз (микроклин) и заместители полевых шпатов, темных минералов мало

а) С нефелином	*Нефелиновый сиенит*
аа) С биотитом	*Миаскит*
аб) С роговой обманкой или пироксеном	*Фойяит*
ав) С содалитом	*Содалитовый сиенит*
аг) С канкринитом	*Канкринитовый сиенит*
б) С лейцитом	*Лейцитовые сиениты*
в) Ортоклаз, нефелин (мало), авгит (в количестве, приблизительно равным ортоклазу)	*Тонкинит*
г) Плагиоклаз, ортоклаз (микроклин) нефелин, темный минерал	*Эссексит*
д) Альбит, нефелин, эгирин	*Мариуполит, дитроит*

Г. Полевые шпаты отсутствуют, присутствуют их заместители

а. Нефелин и пироксен (эгирин и эгирин-авгит) почти в равных количествах, породы мезотипные	*Нйолит*
б. Нефелина много, эгирина мало, апатит (породы лейкократовые)	*Уртит*
в. Нефелина мало, пироксена много, порода меланократовая (бекинкинит)	*Якупирангит*
г. Лейцит, пироксен (авгит).	*Миссурит*
д. Нефелин, эгирин, апатит	
а) Апатита мало	*Неапит*
а) Апатита много	*Апанеит*

Породы излившиеся

Структура большею частью порфировая, основная масса мелко- и тонкозернистая, до плотной и стекловатой. В основных породах структура иногда равномерно зернистая. Среди вкрапленников те же минералы, которые присутствуют и в глубинных породах.

А. Без полевых шпатов и их заместителей

а) Оливин, авгит и стекло	*Лимбурит*
б) Авгит, стекло	*Авгитит*

Б. С полевыми шпатами, без заместителей полевых шпатов (нефелина, минералов группы содалита, лейцита и др.)

а. Калиевый полевой шпат отсутствует, присутствует плагиоклаз

1. Плагиоклаз основной, с авгитом, часто с оливином, меланократовые породы

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

б. С калиевым полевым шпатом (санидином, ортоклазом, микроклином) и плагиоклазом.

1. Кварца много

а. Плагиоклаз присутствует

а) Породы неизмененные, с санидином — *Липарит (риолит)*
б) Породы измененные, с ортоклазом — *Кварцевый порфир*

б. Плагиоклаз отсутствует; присутствуют щелочные полевые шпаты (альбит, санидин, ортоклаз, микроклин, анортоклаз)

а) Породы неизмененные, с санидином — *Комендит*
б) Породы неизмененные, с анортоклазом — *Пантеллерит*
в) Породы измененные, с ортоклазом (микроклином) — *Кварцевый кератофир*

2. Кварца мало или он отсутствует

а. Плагиоклаз присутствует

а) Породы неизмененные, с санидином — *Трахит*
б) Породы измененные, с ортоклазом (микроклином) — *Ортофир*

б. Плагиоклаз отсутствует: присутствуют щелочные полевые шпаты (альбит, санидин, ортоклаз, микроклин, анортоклаз)

а) Породы неизмененные, с санидином — *Щелочные трахиты*
б) Породы измененные, с ортоклазом (микроклином) — *Кератофир*

В. С полевыми шпатами и их заместителями

а. 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*

б. С лейцитом

а) С оливином — *Лейцитовый базанит*
б) С анальцимом — *Анальцимовый базанит*
в) С мелилитом — *Мелилитовый базанит*
г) Без оливина — *Лейцитовый тефрит*

Г. Без полевых шпатов, с их заместителями, большей частью с авгитом или эгирином

а. С нефелином

а) С оливином	*Нефелиновый базальт*
б) Без оливина	*Нефелинит*
в) С мелилитом и оливином	*Мелилитовый базальт*

б. С лейцитом

а) С оливином	*Лейцитовый базальт*
б) Без оливина	*Лейцитит*

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

До последнего времени петрографы обращали много внимания на исследование магматических пород с точки зрения как чисто описательной, так и физико-химической, много времени уделяли также исследованию кристаллических сланцев; в отношении изучения этих пород петрографы достигли громадных успехов, создав учения, 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 горных пород и на те или иные физико-химические процессы, которые дали им начало. В результате получилось то, что осадочные породы до настоящего времени далеко не достаточно изучены, и наука о них в сущности еще не создана. В последние годы особенное внимание на эти породы обращено акад. А. Д. Архангельским, который один из первых в СССР начал детально изучать осадочные породы не только с точки зрения геологической, но и с точки зрения тех физико-химических процессов, которые легли в основание их генезиса и преобразования.

В действительности осадочные породы вызывают громадный научно-прикладной интерес. При более подробном исследовании этих пород удалось установить ряд закономерностей, руководящих их образованием, совершенно так, как это сделано в отношении пород магматических и метаморфических. Особенно крупные шаги вперед сделаны в отношении пород, представляющих собой химические осадки из морских и вообще соленых вод.

Осадочные породы образуются различными путями по большей части из пород кристаллических — магматических или метаморфических, частью из осадочных же.

Образованные 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 и неустойчивых в новых поверхностных условиях. Это преобразование начинается уже в зоне цементации, где видную роль играет при особенно большом давлении в присутствии воды гидратация ряда минералов кристаллических пород и одновременно происходит реакция замещения кремнекислоты кремнекислых соединений более устойчивыми при низкой температуре и низком давлении углекислыми соединениями.

В результате происходят прежде всего процессы выветривания, которые в основе носят чисто химический ха-

рактер, но к которым ближе к поверхности земли присоединяются и физические факторы, часто вызывающие передвижение полученных более мягких, чем в кристаллических породах, минералов. К числу физических факторов выветривания могут быть отнесены суточные изменения температуры, особенно инсоляция морской прибой, текучие воды, действие ветра, ледника, действие превращения воды, присутствующей в горных породах, в лед с увеличением объема на $^1/_{11}$. Эти физические воздействия можно объединить в группу механически-термического процесса.

Физические и химические процессы выветривания могут быть объединены в одной таблице, составленной Ниггли.

Процесс выветривания в связи с климатическими условиями

Химическое выветривание через посредство:		Физическое выветривание через посредство:
Воды (гидролиз) Раствора солей Атмосферы	Окисление Карбонатизация Растворение Разрушение	Изменений температуры Мороза Движущейся воды Ветра Разрушающего действия растений Горного давления
Действие организмов. Разрушение.		

В результате этих процессов образуются:

Остаточные почвы — сухие и влажные почвы соответственно сухому или влажному климату.

Механические и кластические осадочные породы — перенесенный материал остатков и не вполне разрушенных обломков горных пород.

Осадки, осажденные химическим или органогенным путем — материал, перешедший в раствор.

В результате такого хода выветривания получаются различные типы горных пород, которые мы можем разделить на три группы:

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, образованные из продуктов растворения выветрившихся пород и осажденные часто 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, соединенные благодаря определенным физико-химическим законам в породах магматических, во время образования осадочных пород эти соединения разлагаются, и элементы соединяются затем уже благодаря совершенно иным руководящим законностям в совершенно иные минералы.

Образование гелей во время процессов выветривания и присутствие их в осадочных горных породах, как одно из распростра-

ненных 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 окиси щелочей, щелочных земель, железа и некоторые другие соединения; на месте остаются наиболее трудно растворимые соединения, к которым относятся прежде всего кремнекислота и окись алюминия; в результате мы можем предугадать состав осадочных пород; очевидно те, которые получаются путем переноса остатка выветривания, или обломочные, механические породы, должны состоять главным образом из кремнекислоты и глинозема; действительно, большая часть этих пород состоит из преобладающих кварца и глинистых элементов; наоборот, химические и органогенные осадки должны состоять главным образом из окислов щелочей, щелочных земель, железа; организмы выделяют по преимуществу окислы кальция, частью и магния, в некоторых случаях также кремния, железа, марганца, фосфора и др., частью ванадия; так как при своей жизни они одновременно выделяют углекислоту, то главная масса органогенных отложений состоит из углекислых кальция и частью магния; часть их состоит из окислов железа, марганца, иногда также и кремнекислоты, всегда присутствующих в небольшом количестве в водах (морской, пресной и др.) и усвояемых организмами, в некоторых случаях из фосфорнокислой извести. Наоборот, 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.

Очевидно, осадочные породы представляют собой совершенно иные химические типы, чем породы магматические.

Отлагаясь в течение более или менее значительных промежутков времени на поверхности земной коры, притом с перерывами, связанными с изменениями в ходе атмосферных процессов, климатических условий, конфигурации земной поверхности, изменениями положения береговой линии и т. д., осадочные породы покрывают более или менее значительные поверхности, образуя слои, чередующиеся друг с другом; эта слоистость является характерной особенностью осадочных горных пород. Иногда, например, в ряде химических осадков, слоистость отсутствует, что обусловлено равномерностью в ходе процесса осаждения кристаллического осадка из маточного раствора. Отсутствует слоистость также и в тех случаях, когда в процессе отложения играл видную роль лед, вещество мало подвижное, например при образовании валунных или ледниковых отложений или некоторых отложений, образующихся благодаря жизнедеятельности организмов (например коралловые рифы).

Отложившись в виде слоев, в общем горизонтальных или мало наклонных, или в виде иных форм залегания, осадочные породы могут быть подвергнуты действию горообразующих процессов, и тогда их первичное положение сильно изменяется благодаря образованию складок, сбросов, сдвигов, надвигов и т. д.

Одновременно эти горообразующие процессы вызывают те или иные изменения в самих осадочных породах; те породы, которые подверглись их действию, претерпевают изменения в структуре, становятся более плотными, в некоторых случаях перекристаллизовываются. Наоборот, осадочные породы, не подвергшиеся действию горообразующих сил, остаются неизменными в течение длинных периодов жизни земли; так кембрийские глины окрестностей Ленинграда почти не изменены до настоящего времени; кукерские горючие сланцы силурийского возраста сохранили строение из синезеленых водорослей и т. д.

Во всяком случае каждая осадочная порода тотчас после своего отложения как на суше, так и в особенности на дне водного бассейна 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 процессов диагенеза, они сопровождаются в одних случаях гидратацией, в других дегидратацией гелей, образующихся при выветривании различных минералов.

Благодаря процессам диагенеза с самого начала отложения породы начинается передвижение в ней различных, сперва более или менее равномерно распределенных в ней, сколько-нибудь растворимых составных частей. Эти растворы действуют на некоторые сохранившиеся растворимые минералы, например полевые шпаты, роговые обманки и т. д., также на составные части присутствующих в них остатков организмов, например остатки кремневых губок, раковины моллюсков, плеченогих и т. д., на присутствующие в небольших количествах соединения окислов железа, марганца и т. д. В результате получается то, что ряд составных частей осадочной породы с момента ее отложения начинает перемещаться внутри нее; растворяясь в одном месте, выносясь оттуда, они затем выпадают, концентрируясь в других местах; так идет образование марганцовых или железистых стяжений в современных глубоководных осадках. В результате диагенеза в осадочных горных породах образуются прежде всего конкреции различного состава и различной величины; в породах, в которых первоначально более или менее равномерно рассеяна углекислая известь, образуются конкреции из последней, например в лёссе (белоглазка), в мергелистых глинах, в некоторых валунных глинах. В присутствии рассеянной в осадочной породе растворимой кремнекислоты (аморфной), например входящей в состав скелета кремневых губок, образуются с течением времени стяжения кремней, иногда в присутствии больших количеств остатков губок, в огромном количестве, достигая притом значительных размеров; в присутствии рассеянных в породе соединений фосфорной кислоты образуются стяжения или конкреции фосфорита, в других случаях ба-

рита, целестина, гипса, углекислого железа, часто конкреций так называемого глинистого сферосидерита и др.

В других случаях процесс перераспределения присутствующего сравнительно легко растворимого вещества идет несколько иным путем: вещество это 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 идет иногда до своего естественного конца, когда заполняются цементом все промежутки между отдельными элементами 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 органогенным породам; кроме того, среди осадочных пород определенного типа могут присутствовать отдельные, иногда более или менее многочисленные прослои иного типа; так среди слоев каменной соли могут присутствовать прослои глины; прослои глин или иных пород — между прослоями каменного угля, бурого угля и т. д.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Модификаций кремнекислоты в осадочных породах присутствует несколько.

Наиболее распространенной составной частью осадочных пород, главным образом песчаных, является кварц.

Кварц образует либо кластические зерна, обычно в большей или меньшей степени округлые, либо новообразованные — в таком случае иногда с заметными призматическими и ромбоэдрическими гранями (вторичный кварц); иногда образует также оболочки вокруг кластических зерен.

Другие разновидности кремнекислоты — волокнистые халцедон и псевдохалцедон, первый с отрицательным, второй с положительным удлинением волокон. Они нередко образуют радиально-лучистые сферолиты или отдельные секторы их. Реже встречается кварцин. Общее название всех этих волокнистых образований халцедон. Эти минералы часто образуют оболочки вокруг кластических зерен, заполняют промежутки между ними, входят в состав спикулей и т. д.; иногда пропитывают породу целиком.

Опал — первичное образование в твердых частях спикулей губок, скелета радиолярий, диатомовых и др. Тесно связан с халцедоном, в который переходит; содержит от 3 до 12% H_2O. Как новообразование в большом количестве присутствует в гезах, цементе опаловых песчаников, образуя иногда шарики.

Кроме кварца, остальные разновидности кремнекислоты образуются обычно в тех породах, в которых они находятся. Кварц получается либо из песчаных пород, либо же из разрушающихся гранитов и гнейсов по преимуществу, а также из кварцевых жил.

Полевые шпаты присутствуют обычно в виде таких же зерен, как кварц, сильно разрушенных и с трудом распознаваемых; принадлежат ортоклазу, микроклину, плагиоклазам.

Характерны для микроклина решетчатая структура, для плагиоклазов — альбитовые двойники и продукты разрушения в виде каолинита, серицита, соссюрита и др. Из плагиоклазов чаще встречаются кислые и средние разности их до лабрадора.

Кластические зерна получаются главным образом из магматических пород, микроклин и кислые плагиоклазы — из гранитных, андезин — из диоритовых пород, лабрадор — из габбровых. Кроме того, полевые шпаты получаются при разрушении различных гнейсов, амфиболитов и других сланцев. В некоторых случаях описывается 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, образовавшиеся из продуктов разрушения основных пород, могут быть 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 удлиненных зерен, иногда табличатых 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 почковидной поверхностью, в шлифе зеленые. Заполняет пустоты в раковинах фораминифер, внутренние каналы спикулей губок. Обычно его зерна состоят из огромного количества мельчайших чешуек зеленого цвета.

В шлифе характерна зеленая окраска, мелкоагрегатная структура, с трудом различимая между скрещенными николями, иногда пластинчатое сложение; в последнем случае обнаруживается плеохроизм и более или менее высокая интерференционная окраска; $Ng - Np$ около 0,020. Показатели преломления от 1,590 до 1,644, что связано с непостоянством химического состава. Кайе различает следующие структурные типы глауконита: 1) гомогенный (в большинстве случаев), 2) зернистый, 3) пластинчатый (со спайностью), 4) радиально-лучистый, 5) глобулярный (из мелких шари-

ков), 6) пигментный, с неясными расплывчатыми очертаниями, пропитывающий породу, 7) выполняющий трещины, спикули и т. д. Обычно образуется в породах, в которых находится или получается после размыва глауконитовых пород.

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 железнорудных хлоритов (шамозит, бавалит, бертиерит и др.).

Кайе (1916 г.) дает следующую таблицу для того, чтобы облегчить возможность отличать железнорудные хлориты от глауконита:

Железнорудные хлориты	*Глауконит*
Минералы, большей частью чешуйчатые	Минерал зернистый
Чешуйки взаимно пересекаются, образуя как бы войлок	Структура криптокристаллическая
Обычна оолитовая структура	Оолиты не встречаются
Замещение кремнистых организмов не наблюдается	Часто замещение кремнистых организмов
Никогда не встречается в раковинах фораминифер	Очень часто выполняет их
Часто замещает членики морских лилий	В таком виде встречается чрезвычайно редко
Дает 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

Железнорудные хлориты встречаются в ряде оолитовых железнорудных месторождениях, широко распространены в составе бокситовых месторождений.

Каолинит и родственные ему минералы (галлоизит, аллофан и др.) присутствуют в тонкозернистых породах обычно в виде очень мелких чешуек или плотных масс; среди минералов группы каолинита различаются кристаллические разности (каолинит с разновидностями — дикитом и накритом, $2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, галлуазит, который отличается от каолинита главным образом только несколько большим содержанием воды, монтмориллонит $MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$ и аморфные и криптокристаллические минералы: аллофан $Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$ (содержащий до 40% воды), коллирит $2Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$ 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. Отличать их можно также по показателям преломления — для каолинита $n = 1{,}561—1{,}567$, для галлуазита,

монтмориллонита и криптокристаллических разностей $n = 1{,}40$—$1{,}555$. В криптокристаллических минералах группы каолинита может присутствовать примесь коллоидной кремнекислоты. Для всех минералов данной группы характерна способность абсорбировать различные вещества, в частности окислы железа, K_2O и др. Иногда чешуйчатые разности их смешивают со слюдой (серицитом), от которой они отличаются малой силой двупреломления.

Карбонаты представлены главным образом кальцитом и доломитом, реже арагонитом, сидеритом, анкеритом.

Кальцит частью в виде неправильной формы зерен, образующих главную массу известняков, частью 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.). Мелкие и более крупные зерна его входят в состав известковых песчаников. В мелу присутствуют преимущественно очень мелкие шарики — кокколиты, имеющие диаметр иногда 1 μ и менее. В более крупных зернах 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 местами заметные ромбоэдрические очертания. Там, где он соприкасается с кальцитом, он ясно ромбоэдрический. Полисинтетические двойники очень редки.

Анкерит обычно содержит до 15% FeO и отличим от остальных карбонатов по выделению при разрушении небольших количеств 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 частью входит в состав остатков организмов, частью же образует стяжения в песчанистых или мергелисто-глинистых отложениях, иногда целые плиты; образует оболочки вокруг зерен кварца и других минералов, цементируя их в фосфоритовые песчаники.

Хлористые и сернокислые соединения широко представлены крайне разнообразными типами, устойчивыми по большей части при определенном взаимоотношении тех или иных хлористых и сернокислых соединений в растворе. К ним принадлежит ряд легко растворимых минералов — каменная соль, сильвин, гипс, ангидрит и ряд других, играющих основную роль в определенных типах горных пород калийных месторождений, как 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. В ряде месторождений имеются такие минералы, как селитра калийная или натровая. Своеобразен минералогический состав боратовых отложений Индерского озера, где присутствует ряд таких боратовых минералов, как ашарит $2MgO \cdot B_2O_3 \cdot H_2O$, иниоит

$2CaO \cdot 3B_2O_3 \cdot 13H_2O$ и ряд других, бесцветных, частично сходных с кальцитом минералов, 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 имеется три группы их. Одна характеризуется тем, что в процессе дальнейших изменений растворяется и в процессах метаморфизма, как таковых, участия не принимает; к ним относятся галоидные и сернокислые соединения, также бораты, азотнокислые и иные легко растворимые минералы. Вторая группа представлена трудно растворимыми минералами — минералами группы кварца, каолинита и других, также углекислыми минералами; они играют большую роль во время процессов преобразования горных пород и по остаткам их или продуктам их изменений в ряде случаев определяется первичный состав горных пород. Третья группа минералов входит в состав осадочных пород в малом, иногда в ничтожно малом количестве. Сюда относятся акцессорные минералы осадочных пород. Существенное значение их заключается в том, что по ним часто можно судить о тех породах, из которых образовались данные осадочные породы, также потому, что они оказывают существенную помощь при корреляции, т. е. установлении одинакового возраста различных слоев и свит их (циркон, ставролит, кианит и другие). Существенное значение акцессорных минералов, по большей части имеющих большой удельный вес, в том, что среди них некоторые играют роль рудных минералов, имеющих важное практическое значение (касситерит, монацит и другие). Внешний характер этих минералов, по большей части входящих в состав магматических и метаморфических пород, в большей или меньшей степени отличается от внешнего вида их в этих породах, и необходим некоторый навык для того, чтобы узнавать их в осадочных породах.

Среди них одни характеризуются значительной твердостью и сохраняют при переносе форму кристаллов; таковы циркон, анатаз, турмалин и т. д.; другие более или менее сильно окатаны — гранат, кианит, ставролит и другие.

Апатит (уд. вес 3,446) встречается очень редко, обычно в виде зерен и иногда довольно хорошо сохранившихся кристаллов. Зерна его либо сильно окатаны, либо благодаря легкой растворимости корродированы. Чаще представлен в виде фосфорита, образующего цемент песчаников и других пород, иногда также буроватые зерна; обычно фосфорит буроватый, слабо агрегатно поляризующий, радиально-лучистый в том случае, когда образует оболочки вокруг кластических зерен.

Турмалин (уд. вес 3,089—3,212, у хромтурмалина — 3,3) часто встречается в виде прекрасно сохранившихся призматических кристаллов, иногда более или менее окатанных, с дитригональными поперечными разрезами. Окраска обычно крайне разнообразная — коричневая, буроватая, синеватая, иногда неодинаковая на различных концах кристалла. Особенно характерен плеохроизм, отрицательный характер удлинения, отрицательный характер одноосного минерала. В среднем Ng —1,643, Np — 1,623.

Циркон (уд. вес 4,583—4,658) обычно встречается в виде короткопризматических кристалликов с хорошо образованными гранями дипирамиды, иногда округлыми зернами. Характерны почти полная бесцветность, оптически положительный характер, одноосность, большая сила двойного лучепреломления и показатели преломления $Ng = 1{,}968$; $Np = 1{,}924$.

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 окраска заметная и одновременно заметен плеохроизм с колебаниями в широких размерах; Ng — буро-желтый разных степеней интенсивности, Np — золотисто-желтый до серого, иногда розоватый или красноватый. Нередко зональный. Показатели преломления очень высокие — $Ng = 2{,}093$, $Np = 1{,}997$, $Ng - Np = 0{,}099$.

Источником его являются по большей части граниты и кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы в них, иногда также сульфидно-касситеритовые жилы. Его легко принять за рутил, гиперстен, титанит и другие темнобуроватые минералы (отличия от них см. в I томе). 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 в виде хорошо окатанных бледножелтых зерен с темными краями, иногда яйцеобразных, также в виде кристалликов и пластинок по спайности. Отличается большими показателями преломления $Ng = 1{,}841$, $Np = 1{,}796$, оптически двуосный, положительный.

Получается из гранитов.

Рутил (уд. вес 4,24) в виде красных, краснобурых, желтых удлиненных призматических кристалликов; часто коленчатые или имеющие форму как бы сердца двойники. Отличается исключительно высокими показателями преломления $Ng = 2{,}903$, $Np = 2{,}616$. В отличие от циркона редко не окатан.

Анатаз (уд. вес 3,84) крайне редко игольчатыми бипирамидками, чаще пластинками или агрегатами неправильных зерен, бесцветными, желтоватыми, зеленоватыми, черноватыми с показателями преломления $Ng = 2{,}535$, $Np = 2{,}494$, с незаметным плеохроизмом. Обычный источник его — гнейсы, слюдяные сланцы, граниты и другие породы.

Корунд (уд. вес 4,0) бесцветный, синий разных оттенков, плеохроичный; часто окраска неравномерно распределенная. Сохраняет форму кристаллов, часто пластинчатых. Показатели преломления большие — $Ng = 1{,}767$, $Np = 1{,}759$. Оптически одноосный отрицательный. Источником его являются крайне разнообразные породы, как кислые — граниты, так и основные и ультраосновные, также кыштымиты и другие продукты преобразования ультра-

основных пород в контакте их с гранитами, кристаллические сланцы и другие.

Кианит (дистен) (уд. вес 3,6) триклинный, чаще всего призматическими, пластинчатыми с округлыми углами, зернами со следами спайности по двум направлениям, иногда округлыми зернами, бесцветными, синеватыми и синими, слабо плеохроичными с большим показателем преломления $Ng = 1{,}729$, $Np = 1{,}717$; $Ng - Np = 0{,}012$. Получается при разрушении метаморфических пород, главным образом слюдяных сланцев, некоторых парагнейсов.

Дюмортиерит $8Al_2O_3 \cdot B_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$ (уд. вес 3,3) с призматическими кристаллами, иногда с двойниками по (110) с ясно заметной спайностью. Сходен с турмалином, но отличается от последнего большим показателем преломления $Ng = 1{,}689$, $Np = 1{,}678$; плеохроизм от темносинего до бесцветного через желтофиолетовый. Оптически двуосный, отрицательный с небольшим углом $2V$. Получается из гранитовых пегматитов, гнейсов, метаморфических пород.

Ставролит (уд. вес 3,7) редко образует хорошо ограненные кристаллы, обычно с удлиненными более или менее округлыми зернами. Наиболее характерны для него при больших показателях преломления $Ng = 1{,}746$, $Np = 1{,}736$ желтая окраска и резко выраженный плеохроизм при прямом угасании; оптически положительный. Получается из кристаллических сланцев и гнейсов с гранатом, кианитом, силлиманитом. Та же ассоциация минерала характерна для него и в осадочных породах.

Андалузит (уд. вес 3,15) бесцветный, иногда розоватый и тогда плеохроичный; образует зерна — часто удлиненные крайне разнообразных очертаний, иногда угловато-округлые, нередко со включениями графита; оптически отрицательный, двуосный. Получается преимущественно из глинистых и слюдяных сланцев.

Силлиманит (уд. вес 3,23) обычно встречается в виде удлиненных тонкопризматических кристалликов и игольчатых образований; бесцветный, иногда трещиноватыми зернами. От топаза и андалузита отличается формой и более высоким двупреломлением; положительным удлинением отличается от андалузита, 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 шагреневой 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 разнообразных относительных количествах, то полностью образуя породу, то рассеянные в породе, часто в разломанном виде. Нередко раковины моллюсков, брахиопод и других организмов перетерты после прохождения их через мертвоеды. Скелетные части образованы различными веществами. Они часто представлены карбонатами, главным образом кальцитом, иногда

доломитом или арагонитом, также фосфорнокислым кальцием. Нередки скелетные части, образованные кремнекислотой либо опаловой, либо халцедоновой.

Во время преобразования 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 организмов. К ним относится большое количество крайне разнообразных остатков как растений (известковые водоросли), так и микроорганизмов (фораминифер) и макроорганизмов (остатки кораллов, иглокожих, ракообразных, мшанок, известковых брахиопод, моллюсков).

Кремнистые остатки организмов. 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 в более глубоководных осадках и в небольшом количестве.

Спикули губок присутствуют иногда в большом количестве, образуя палочкообразные формы — белые иголочки, видимые простым глазом, иногда расходящиеся от общего центра либо по четырем направлениям, либо по шести, иногда и неправильной формы. Спикули часто с каналом внутри, выполненным глауконитом; сами они иногда превращаются в тонковолокнистый халцедон.

Фосфатовые остатки получаются часто из содержащих фосфорную кислоту раковин брахиопод, из скелета позвоночных и др.

Окраска осадочных пород отличается значительным разнообразием; основное значение имеет в этом отношении минералогический состав осадочных пород и изменения последнего в процессе либо образования осадков, либо в последующие периоды.

Большая часть минералов, входящих в состав этих пород — бесцветны; таковы кварц, глинистые минералы, карбонаты. Главными минералами, обусловливающими ту или иную окраску пород, являются прежде всего те, которые содержат окислы железа, получающиеся при окислении в частности сульфидов и дающие либо красные различных оттенков окраски, либо бурые.

Минералы, содержащие железо, как глауконит, ряд железорудных хлоритов, придают породам зеленые окраски различной интенсивности, черные, бурые; некоторые красные окраски обусловлены соединениями марганца.

ОПИСАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы обладают крайне большим разнообразием своего минералогического и химического состава; способы образования их также весьма различны.

Таблица 35

Классификация осадочных пород Батурина

Внутренняя энергия земли $+S+T+K$	Солнечная энергия (S)	Энергия разрушения	Энергия земного притяжения (T)	Внутренняя энергия земли $S+T+K$
	Энергия притяжения небесных тел (K)			
Твердые	Твердые	Фазы продуктов разрушения Твердые растворы, коллоиды и газы	Растворы, коллоиды и газы	Растворы, коллоиды и газы

		III	II	IIIa	IIIб	IVв
Эффузивные породы	IVa Вулканический пепел. Рыхлые грубозернистые продукты извержения	>10 *мм*		Органогенные	Химические	
				$CaCO_3$		
		Щебень Галечник	Брекчия Конгломерат	Тонкозернистые известняки		
				Явно органогенные известняки. Нуммулитовый Коралловый Мшанковый Известняк ракушечник	Оолитовые известняки	
		10 *мм* — 1 *мм* Гравий	Сцементированный гравий (гравелит)		Известковые туфы	
						Известковые туфы
		1 *мм* — — 0,01 *мм* Пески	Песчаники	$CaCO_3MgCO_3$ Доломиты		
		Алевриты	Песчанистые известняки Алевролиты	$SiO_2.nH_2O$	Доломиты	
		$<0,01$ *мм*		Диатомит Радиолярит	Пресноводный кварцит	Гейзерит
			Бокситы Латериты Глины Аргиллиты Мергели	Кремни Кремнистые породы		
				$Ca_3(PO_4)_2 + x$ Фосфориты		
I	IVб			$CaSO_4$		
	10 *мм* Вулканические брекчии 10 *мм* — 1 *мм* Грубообломочные вулканические туфы 1 *мм* Вулканические туфы Туфогенные песчаники Бентонит			Ангидрит Гипс и др.		
				Каменная соль Сильвин и др.		
				C, O, H Угли		
				Нефть		

Гидрогенные жидкие выделения

Повторное механическое разрушение

V. Глинистые сланцы Кварцит	Катакластические известняки, доломиты и химические осадки

Кристаллические сланцы

Среди многочисленных классификаций осадочных пород обращает на себя внимание генетическая классификация, предложенная В. П. Батуриным (1937 г.) (см. табл. 35 на стр. 207).

Породы в данной классификации распределены по следующим группам:

I. Семейство механических пород.
II. Семейство цементированных пород.
III. Семейство гидрогенных пород.
IIIа. Подсемейство органогенных пород.
IIIб. Подсемейство химических пород.
IV. Семейство пироосадочных пород.
IVа. Подсемейство пиромеханических пород.
IVб. Подсемейство цементационных пиромеханических пород.
IVв. Подсемейство пирохимических пород.
V. Семейство динамометаморфических осадков.

Внося некоторые изменения в данную классификацию, можно упростить ее, объединив то, что Батуриным разъединено; классификация, применяемая далее, получает следующий вид:

I. Группа. Механические осадки (кластические или обломочные осадочные породы).
Iа. Рыхлые породы.
Iб. Цементированные породы.
II. Группа. Органогенные осадочные породы.
IIа. Карбонатные породы.
IIб. Кремнистые породы.
IIв. Фосфатные породы.
IIг. Железистые и марганцовые породы.
IIд. Углеродистые породы (угли, нефть).
III. Группа. Химические осадки.
IIIа. Карбонатные осадки.
IIIб. Кремнистые осадки.
IIIв. Фосфатные осадки.
IIIг. Глиноземистые осадки.
IIIд. Сернокислые и галоидные осадки.
IV. Группа. Вулканогенные осадочные породы.
IVа. Рыхлые продукты — вулканические туфы, вулканические пеплы.
IVб. Цементированные породы.
IVв. Смешанные породы (вулканогенные туффиты).

Механические осадки (кластические, или обломочные горные породы)

Механические осадки характеризуются крайне разнообразными типами структур и текстур. Под структурами следует понимать относительные и абсолютные размеры составных частей и форму их, под текстурами — характер распределения и расположения этих частей.

Среди структур различают четыре основных типа их по размерам зерен:

Псефитовая — размеры частиц свыше 2 *мм*

Псаммитовая — размеры частиц свыше 2 *мм*—0,1 *мм*.

Алевритовая — размеры частиц 0,1—0,01 *мм*.

Пелитовая — размеры частиц менее 0,01 *мм*.

Разделение структур по величине зерен не носит случайного характера. Существует определенная зависимость между $\log d$ (диаметр зерен) и $\log v$ (скорость падения частиц в воде). Кривая, построенная на диаграмме, на абсциссе которой нанесен диаметр зерен, а на ординате — скорость падения в воде v, дает три перелома, именно: при $d = 0{,}010$—$0{,}015$ *мм*, что отвечает границе между пелитовой и алевритовой структурами; при $d = 0{,}156$—$0{,}250$ *мм* — граница между алевритовой и псаммитовой структурами, и при 1,58 *мм* — граница между псаммитовой и псефитовой структурами. Для округления берутся указанные выше числа.

В зависимости от структуры, т. е. прежде всего от абсолютного размера зерен обломочных пород, их можно разделить на четыре основные группы.

1. Крупнообломочные (псефитовые) зерна свыше 2 *мм*.

2. Среднеобломочные (псаммитовые) зерна 2 *мм*—0,1 *мм*.

3. Мелкообломочные (алевритовые) зерна 0,1—0,01 *мм*.

4. Тонкообломочные (пелитовые) зерна менее 0,01 *мм*.

Одновременно структура характеризуется также и относительным размером зерен составных частей.

В ряде случаев получается равномернозернистая структура, в других могут одновременно присутствовать зерна разного размера, другими словами, в одной и той же породе могут наблюдаться либо только одна из упомянутых выше структур, характеризующихся абсолютным размером зерен, либо одновременно большее число их. Получаются породы, смешанные по размеру зерен, которые получают в свою очередь различные типовые названия.

Очень удобна для распределения осадочных обломочных пород по группам как несмешанным, так и смешанным, диаграмма, предложенная Ниггли (1935) (табл. стр. 210).

Таблица Ниггли по существу совпадает с классификацией глинисто-песчанистых пород Аттерберга, характеризующего физические свойства пород данной крупности частиц следующим образом:

I. Частицы 2 *мм* в диаметре; верхняя граница капиллярного поднятия воды и удержания воды.

II. Частицы 2—0,2 *мм*; породы легко пропускают воду.

III. Частицы 0,2—0,02 *мм*; породы обладают хорошей капиллярностью, быстрым продвижением воды и довольно большой удерживающей воду способностью.

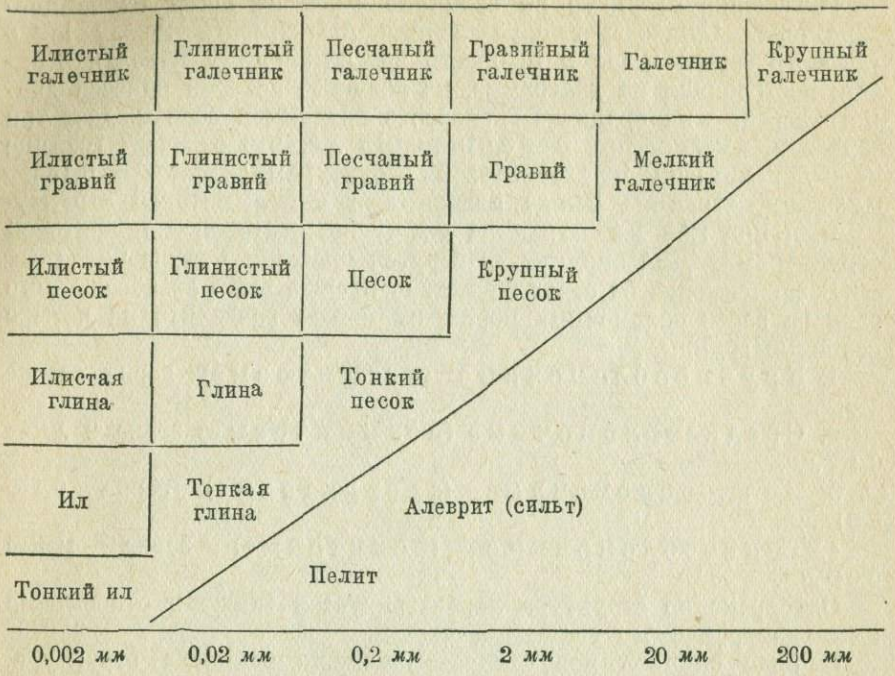
IV. Частицы 0,02—0,002 *мм*; породы способны коагулировать в присутствии электролитов.

V. Частицы менее 0,002 *мм*; смешанные с водой, обнаруживают сильное молекулярное (Броуновское) движение.

В СССР предлагались ряд структурных названий обломочных

Таблица 36

Диаграмма определения названия обломочной рыхлой породы по Ниггли (1935).



пород по структурам (по размерам зерен) и разделения их на типы.

Классификация обломочных пород и их терминология предложены группой геологов-литологов Института минерального сырья (Ц. Л. Гольдштейн, Т. Н. Давыдова, Г. Ф. Крашенинников и Н. П. Херасков); они предложили пользоваться двумя диаграммами для обломочных пород: одна из них полевая с разделением обломочных пород, начиная от песка и до пелита, на 10 типов, другая диаграмма для пород после лабораторного изучения их с делением на 25 типов. Эти диаграммы могут быть применены как для рыхлых, так и для цементированных осадочных пород. Диаграмма строится на трех основных типах пород, для рыхлых — песок (свыше 0,1 *мм*) — алеврит (0,1—0,01 *мм*) — пелит (глина) менее 0,01 *мм*; для цементированных соответственно: песчаник — алевролит — аргиллит.

Треугольник (рис. 30) разделен на поля по следующему принципу: все линии, параллельные сторонам треугольника, соответствуют постоянному отношению компонента, расположенного на стороне, противоположной вершине треугольника к сумме двух остальных компонентов. Все лучи, выходящие из какой-либо вершины треугольника, соответствуют постоянному отношению между двумя другими компонентами (у двух других вершин).

Основное название дается по преобладающей фракции, прила-

гательное — по господствующей примеси. Центральную часть треугольник занимает смешанный, «мусорный» (паттумный) тип, представляющий скопления обломков разной величины, вплоть до глыб, погруженных в алевритово-глинистый материал.

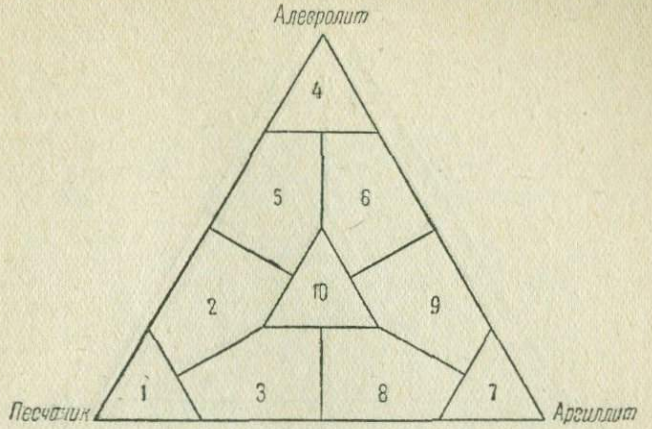


Рис. 30. Диаграмма песчано-глинистых пород для полевых работ.

	Породы рыхлые	*Породы сцементированные*
1.	Песок	Песчаник
2.	Алевритовый песок	Алевритовый песчаник
3.	Глинистый песок	Глинистый песчаник
4.	Алеврит	Алевролит
5.	Песчаный алеврит	Песчаный алевролит
6.	Глинистый алеврит	Глинистый алевролит
7.	Глина	Аргиллит
8.	Песчаная глина	Песчаный аргиллит
9.	Алевритовая глина	Алевролитовый аргиллит
10.	Резко разнозернистые породы	Резко разнозернистые породы

На рис. 30 диаграмма изображает распределение пород при изучении их в полевой обстановке; у вершин располагаются поля с содержанием других пород в количестве не свыше 25%, в центре — породы разнозернистые, в остальных — породы, из которых одна явно преобладает, из остальных двух каждая присутствует в количестве менее 25%.

В аналогично составленной таблице-диаграмме (рис. 31), кроме того, выделяются узкие поля вдоль сторон треугольника, в которых содержание примесей второго или третьего компонента не превышает 5%. У вершин располагаются чистые основные типы с содержанием примесей менее 5%. При камеральной обработке материала целесообразно пользоваться последней схемой, где разделение по типам пород производится более детально под микроскопом. Под названием алеврита, глины и песка, соответственно алевролита, аргиллита и песчаника выделяются только породы, содержащие не более 5% примесей других типов (чистый алевролит, чистый аргиллит, чистый песчаник и т. д.).

Далее очерчивают полоски вдоль сторон треугольника, чем выделяются двухкомпонентные системы с содержанием третьего компонента не свыше 5%. Всего получается 25 полей.

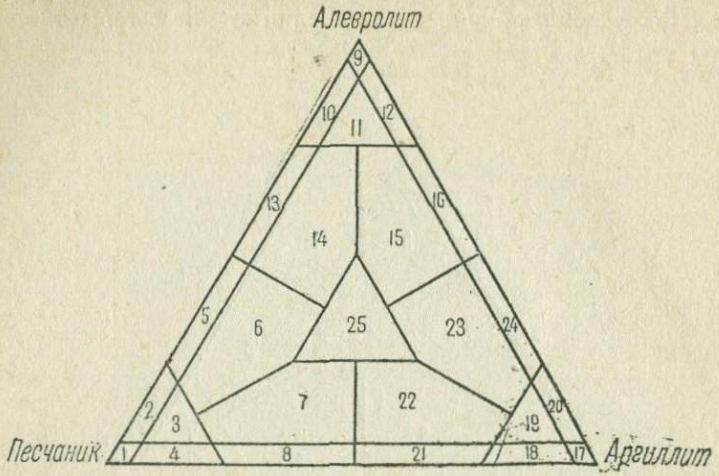


Рис. 31. Диаграмма песчано-глинистых пород для камеральной работы.

Рыхлые породы	*Цементированные породы*
1. Чистый песок	Чистый песчаник
2. Алевритистый песок	Алевритистый песчаник
3. Алевритистопелитистый песок	Алевритистопелитистый песчаник
4. Пелитистый песок	Пелитистый песчаник
5. Алевритовый песок	Алевритовый песчаник
6. Пелитисто-алевритовый песок	Пелитисто-алевритистый песчаник
7. Алевритисто-пелитовый песок	Алевритисто-пелитовый песчаник
8. Пелитовый песок	Пелитовый песчаник
9. Чистый алеврит	Чистый алевролит
10. Песчанистый алеврит	Песчанистый алевролит
11. Пелитисто-песчанистый алеврит	Пелитисто-песчанистый алевролит
12. Пелитистый алеврит	Пелитистый алевролит
13. Песчаный алеврит	Песчаный алевролит
14. Пелитисто-песчаный алеврит	Пелитисто-песчаный алевролит
15. Песчанисто-пелитовый алеврит	Песчанисто-пелитовый алевролит
16. Пелитовый алеврит	Пелитовый алевролит
17. Чистая глина	Чистый аргиллит
18. Песчанистая глина	Песчанистый аргиллит
19. Алевритисто-песчанистая глина	Алевритисто-песчанистый аргиллит
20. Алевритистая глина	Алевритистый аргиллит
21. Песчаная глина	Песчаный аргиллит
22. Алевритисто-песчаная глина	Алевритисто-песчаный аргиллит
23. Песчанисто-алевритовая глина	Песчанисто-алевритовый аргиллит
24. Алевритовая глина	Алевритовый аргиллит
25. Резко-разнозернистые породы	Резко-разнозернистые породы

Схемой классификации механических осадков, именно песчано-глинистых пород, составленной группой геологов-литологов ВИМС, не исчерпываются существующие на сегодня в СССР классификации их и их номенклатуры.

Эти классификация и номенклатура, с другой стороны, встречают возражения среди других исследователей в частности М. С. Швецова.

В 1936 г. Л. В. Пустовалов предложил свою классификацию и номенклатуру механических осадков, именно тех, которые он выделяет под названием «глинисто-алеврито-песчаных пород». Он выделяет следующие типы тех однородных пород, которые должны быть положены в основание классификации, различая их по размерам зерен следующим образом:

Песок	частицы с диаметром	от	1,0	до 0,10 *мм*
Алеврит	„ „ „	„	0,10	„ 0,01 „
Глина	„ „ „	„	меньше 0,01	„

Промежуточные породы устанавливаются им с применением границ между смесями пар основных пород в пределах 0—5—25—50—75—95—100% и принимает следующую терминологию для них:

Глина	*Алеврит*	*Песок*
Алевритистая глина	Песчанистый алеврит	Глинистый песок
Алевритовая глина	Песчаный алеврит	Песчаная глина
Глинистый алеврит	Алевритистый песок	Песчанистая глина
Алеврит	Алевритовый песок	Глина
	Песок	

Структура. Структура осадочных пород зависит от ряда причин — формы зерен, строения цемента и т. д.

Форма составных частей осадочных пород может быть крайне разнообразна. Зависит она от степени окатанности составных частей, последняя зависит от размера составных частей, длины пути переноса, среды, в которой они переносились, состава этих частей.

Окатанность и форма крупных обломков находятся в зависимости в значительной степени от пород, из которых они состоят. Так, обломки массивной породы приобретают более или менее сферические или эллипсоидальные очертания, сланцеватые — более уплощенные формы.

Форма псаммитовых обломков часто находится в зависимости от состава частиц; в то время, как зерна кварца приобретают более или менее округлые очертания, зерна полевых шпатов обладают угловатыми очертаниями благодаря своей спайности; частицы слюд, как крайний тип — имеют обычно форму мелких табличек или чешуек; влияние твердости минералов и их спайность проявляются достаточно ясно.

Различаются два типа структур по форме зерен: 1) с окатанными песчинками и 2) с угловатыми, и все переходные формы. По степени окатанности можно до известной степени судить о длине переноса, по характеру минералов — о генезисе из тех или иных горных пород того или иного района. Менее окатанные песчинки перенесены водой, более сильно окатанные частицы испытали эоловый перенос, хотя к этому критерию следует относиться сугубо осторожно.

В пелитовых и алевритовых породах угловатость сохраняется благодаря переносу частиц сплошь и рядом во взвешенном состоянии.

Различия в скорости осаждения из воздуха и воды и соответственно увеличение стираемости осаждающихся и переносимых частиц видны из табл. 37.

Таблица 37

	Среда	Величина зерна в *мм*		
		0,06	0,2	2
Условная скорость осаждения	Вода	1	10	80
	Воздух	1	5	10

Характерным признаком составных обломочных пород являются также взаимоотношения составных частей их, в особенности в том случае, когда породы цементированы. Отношение цемента к кластическим зернам может быть крайне разнообразно.

В случае гипсового или кальцитового цемента зерна последнего часто разрастаются, захватывая большое количество кластических зерен (гипсы Репетека, песчаники Фонтенбло — осадочно-пойкилитовая структура).

В других случаях более мелкие зерна кальцита, кварца и других менералов выполняют промежутки между зернами кластических минералов, что значительно более широко распространено (осадочно-интерсертальная структура). В случае одного и того же состава 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 облекающим их цементом, оптически одинаково ориентированным с кластическим зерном. Особенно часто наблюдается вторичный кварц. Иногда следы первичной кластической структуры породы исчезают совершенно (некоторые кварциты).

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. Каждый из них характеризуется особыми структурами.

Кварцевый характеризуется вторично нарастающей структурой или в других случаях мелко- и средне-, и иногда тонкоагрегатной структурой.

Опаловый обычно плотный, аморфный бесструктурный или в некоторых случаях шариковый (в том случае, когда одновременно присутствует халцедон).

Халцедоновый отличается неполно-радиально-лучистой структурой, когда он заполняет пустоты между кластическими зернами, или лучистой — в оболочках вокруг песчинок.

Фосфатный отличается радиальнолучистой структурой в оболочках вокруг песчинок или же тонкоагрегатной структурой при выполнении остающихся пустот.

Известковый цемент обычно обладает мелко- и среднезернистой, равномернозернистой или разнозернистой структурой.

Глинистый обычно смешан с опаловым и другими видами цемента и носит тонкоагрегатный, частью тонкочешуйчатый характер.

Относительное содержание цемента крайне непостоянно. В ряде случаев 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 количества, играющего второстепенную роль 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.

В отношении взаимоотношений цемента и кластических зерен можно различать следующие четыре случая:

1) Цемент и кластические зерна независимы друг от друга; цемент просто выполняет промежутки между ними — цементация выполнения.

2) Цемент образует оболочки на кластических зернах — крустификация 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, хотя наблюдается иногда и в малоизмененных осадочных породах.

В алевритовых и пелитовых породах структура настолько тонкая, что процессы цементации и другие структурные особенности этих пород становятся невидимыми, а поэтому имеют второстепенное значение. Кластические составные части вместе с цементом образуют адиагностическую, т. е. не расчленяемую под микроскопом, мутную массу.

Текстура. Главный характерный 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 вещества. Изменения в условиях отложения, изменения минералогического состава структурного характера вещества вызывают более или менее резкое проявление слоистости. В обломочных породах особенно часто слоистость связана с изменением крупности зерна в различных слоях, в других — с накоплением не вполне одинаковых минералов, в частности глауконита или тяжелых фракций, с чередованием песчаных зерен с алевритовыми

или пелитовыми и т. д. Смены состава и структуры слоев могут быть чрезвычайно тонкие, едва видимые, в других 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 характеризуется не только различием отдельных прослоев в отношении их состава и структуры, и относительной и абсолютной мощностью их, но и отношениями прослойков друг к другу — резкими или неясными границами между ними.

Граница между прослоями может быть ровная, в других случаях неровная благодаря различным причинам — волноприбойным знакам, отпечаткам разного рода, следам струй воды (рябь) и т. д.

Крупнообломочные породы. Главнейшими представителями крупнообломочных пород 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 состоять из одной какой-либо породы или же могут присутствовать породы различного состава.

Гравий, играющий большую роль в строительстве, отлагается обычно в виде мощных слоев в долинах горных рек в предгорьях гор (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 (табл. XXIV, рис. 1) осадочного происхождения обладают весьма ограниченным распространением; редко они образуют слои, обычно же встречаются в виде выполнений либо дна пещер, либо же отдельных трещин в горных породах, что обусловлено тем, что при передвижении на большое расстояние щебень превращается в гальку, а брекчия заменяется конгломератом. Различают простые и смешанные брекчии. К первым относятся некоторые гранитовые и кварцитовые, кварцпорфировые, известняковые брекчии и т. д.; обыкновенно в них цемент играет вполне второстепенную роль. Костяные брекчии образованы скоплением обломков костей различных животных.

Конгломераты (табл. XXIV, рис. 2) обладают весьма широким распространением, 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 гранитовые, пегматитовые и др. К кварцевым конгломератам принадлежат золотоносный конгломерат Витватерсранда в Трансваале, далее Мильстон-грит из верхнего карбона, из которого 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 образованы разнообразными горными породами, главным образом твердыми; сюда же относятся конгломераты окрестностей Симферополя, достигающие мощности в несколько 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.

К смешанным конгломератам относится далее веррукано в северной Италии, состоящий главным образом из галек кварца с примесью галек кварцевого порфира и других пород; к смешанным конгломератам принадлежат конгломераты, играющие видную роль среди докембрийских образований Фенноскандии.

Наряду с преобладающими морскими конгломератами имеются такие, в образовании которых главную роль играли ледниковые процессы; таковы, например, двикаконгломерат Капштадта, состоящий главным образом из галек гранита, цементированных большим количеством песчанистого агрегата; в нем содержатся исштрихованные валуны; одновременно исштрихована та поверхность, на которой он располагается.

При действии давления 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. Именно, существуют брекчии трения, которые получаются при передвижениях частей земной коры; там, где одна часть земной коры передвигается относительно другой, породы раздробляются и дают начало остроугольным обломкам, спаивающимся цементом того или иного состава. Наконец, существуют вулканические брекчии, которые получаются тогда, когда во время вулканических процессов образуется трубка взрыва, наполняемая вулканическим материалом, обломками различного рода пород.

Среднеобломочные породы. Типичным представителем среднеобломочных или псаммитовых пород является рыхлый песок (табл. XXV, рис. 1, 2), при цементировании которого получается песчаник (табл. XXV, рис. 3, 4).

Песок в большинстве случаев состоит из преобладающих зерен кварца (кварцевый песок), к которому обычно в небольших количествах примешаны другие минералы: полевые

шпаты, слюды, роговые обманки, гранат, рутил, циркон, турмалин, апатит, магнетит и др., чаще всего большого удельного веса. Обычно диаметр зерен этих минералов колеблется между 0,5 и 0,05 *мм*.

Зерна кварца в песке в большинстве случаев более или менее округлые, особенно, когда песок переносился действием ветра (песок дюн); очень богаты полевыми шпатами пески, образовавшиеся из разрушенных главным образом механическими процессами гранитов; они носят название аркозовых песков. Глауконитовыми песками называются обычно зеленые различных оттенков и различной интенсивности пески, содержащие иногда в значительном количестве глауконит; в некоторых случаях глауконит присутствует в количестве до 50%. 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 плывунов, например в области буроугольных отложений юга Киевской области, в районе таких же отложений Чехо-Словакии, также среди отложений г. Москвы и т. д.; эти породы, отличающиеся особенно малыми размерами зерен кварца, сильно мешают прокладке скважин, шахт и т. д.

В рыхлых песках также и недавнего сравнительно юного возраста иногда наблюдается присутствие конкреций; таковы конкреции кристаллов известкового шпата (Фонтенбло 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.

Кремнистые песчаники состоят из более или менее округлых зерен преобладающего кварца, сцементированных различного рода модификациями кремнекислоты. Кроме кварца в них, как и в других песчаниках, присутствуют особенно часто зерна глауконита, частью выполняющего спикули губок; примешаны неправильные зерна полевых шпатов, мелкие чешуйки слюд, по преимуществу мусковита, каолинита, зерна роговых обманок, граната и др.; в виде кристалликов, часто с округленными концами, присутствуют циркон, турмалин, рутил и др.

Цемент кремнистых песчаников довольно разнообразен. В кристаллических песчаниках он состоит из так называемого вторичного кварца, выпавшего из просачивающихся через песок содержащих кремнекислоту растворов; вторичный кварц

обычно отлагается на поверхности обломочных зерен кварца, обусловливая их рост; с течением времени каждое зерно кварца покрывается кристаллическими плоскостями и стремится регенерироваться; граница между вторичным кварцем и обломочным ядром видна под микроскопом в виде тонкой извивающейся полоски, если поверхность зерен кварца не была вполне чиста. В халцедоновых песчаниках цемент образован халцедоном, отлагающимся на поверхности зерен кварца в виде тонковолокнистого агрегата, волоконца которого в общем перпендикулярны поверхности этих зерен; остающиеся промежутки выполняются часто спутанноволокнистой массой халцедона.

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 (табл. XXV, рис. 5). Кремнистые песчаники пользуются широким распространением среди осадочных пород различных систем; типичными представителями их являются так называемые овручские песчаники докембрийского возраста, часто окрашенные в красные различного оттенка цвета, принадлежащие к кристаллическим песчаникам; с ними в сущности тождественны некоторые того же возраста песчаники Финляндии и Северо-Западного края. 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 вполне выполняет 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 территории СССР.

Кремнистые песчаники с содержанием опалового или халцедонового цемента в количестве до 50% и более, с содержанием до 96% и более кремнекислоты высоко ценны как материал для изготовления динасовых кирпичей (динасовые песчаники западной части Донбасса).

В кремнисто-глинистых песчаниках цемент состоит из очень тонкочешуйчатой 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 Фонтенбло гипсовые песчаники Кара-Кума, 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 бурые цвета и не обладают сколько-нибудь большой крепостью; таковы, например, железистые песчаники из окр. Железнячки Киевской области, песчаники, образующиеся и в настоящее время в поймах ряда рек, например Днепра.

Фосфоритовые песчаники обладают цементом, состоящим во многих случаях из мелкокристаллической массы, частью образующим оболочки вокруг кластических зерен и одновременно выполняющим 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 (табл. XXV, рис. 6) 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 достаточно большом давлении вышележащих пород (до 7—8 *м* мощности) 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 размеров коллоидальных). Примесь кварцевых зерен сильно понижает пластичность.

Окраска глинистых пород крайне разнообразна вследствие присутствия красящих веществ; некоторые глинистые осадки одновременно окрашены в разнообразные цвета (например польские и украинские пестрые глины); окраска обусловлена присутствием окислов железа (закисные окрашивают ее в зеленоватые и синеватые цвета, окисные — в красноватые и бурые); марганцевые окислы дают красные различной интенсивности, иногда черноватые цвета; органические вещества сообщают им 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.

Благодаря очень тонкой (дисперсной) структуре глин в ряде случаев трудно определять их минералогический состав; методами исследования микроскопическими, химическими и термическими установлено, что глины чаще всего состоят из следующих главных минералов — каолинита, монотермита или монтмориллонита, 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) каолиновые,
2) монотермитовые и
3) монтмориллинитовые (бентонитовые).

Каолиновые глины тесно связаны переходами с вторичными или отложными каолинами, образующимися за счет накопления при переносе и отложении каолинита из каолинизированных гранитов, гранитогнейсов, 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 содержания 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 от областей развития первичных каолинов. Особенно сильно распространены среди нижнетретичных отложений Украины (Пологи Днепровской области, ст. Волноваха Донецкой области), известны также в Сибири (Мойское месторождение на р. Иртыш) и другие. Имеют крупное значение для фарфоровой и писчебумажной промышленности.

Каолиновые глины, огнеупорные, также обычно белые с серовалым оттенком, в зависимости от содержания железа окрашенные в различной интенсивности буроватые и другие цвета, отличаются содержанием значительных количеств дисперсного каолинита (диаметр частиц 3—5 микронов) одновременно с примесью других минералов неясного состава, частью также зерен кварца. Химический состав их соответствует каолиниту; окислов железа часто менее 1%. К числу месторождений особенно крупного промышленного значения относятся месторождения каолиновых глин Полог Днепропетровской области, где они залегают под пластом вторич-

ного каолина, и района ст. Латная Воронежской области, где они содержат до 70% каолинита и обладают высокой огнеупорностью до 1760°. Аналогичными, но более низкого качества, благодаря значительному содержанию примесей являются такие глины, как огнеупорные глины Сталиногорска в Подмосковном каменноугольном бассейне с содержанием каолинита до 70%, огнеупорные глины Курьинского района на Урале с содержанием каолинита до 87,7%, глины Байновского месторождения также на Урале с 50—70% каолинита при одновременном содержании слюды до 7—10%. Некоторые уральские огнеупорные глины аналогичного состава содержат более или менее значительную примесь мелких кристалликов сидерита.

Монотермитовые глины характеризуются составом в значительной своей части из тонкодисперсных частичек и чешуек монотермита. Общий вид этих глин такой же, как и каолиновых, с которыми они связаны переходами; часть этих глин огнеупорна, характеризуются значительным содержанием щелочей, среди которых преобладающую роль играет K_2O. К числу монотермитовых глин принадлежат глины Часов-Яра в Донецкой области, образующие громадные залежи и обладающие крупнейшим промышленным значением в связи со своей огнеупорностью (до 1770°) и высокой пластичностью, делающими эту глину ценным сырьем для производства в первую очередь шамота. К типу монотермитовых глин относятся также и глины гжельские Подмосковного района, относящиеся благодаря своей более низкой температуре плавления к глинам тугоплавким.

Отбельные или сукновальные, бентонитовые и флоридиновые глины резко отличаются от огнеупорных глин как своим химическим, так и минералогическим составом, а также и физическими свойствами. Эти глины характеризуются тем, что в состав их входят монтмориллонит и другие близкие к нему минералы, придающие характерную особенность химическим свойствам этих глин, обычно содержащих в сравнительно больших количествах MgO и CaO. Характерной особенностью их является то, что они обладают способностью отнимать основные окраски из масел, различных жиров растительного и иного происхождения, также от нефти. Этими особенностями большей частью в слабой степени обладает ряд глин, 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. Химический состав их крайне непостоянный. В большинстве случаев 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. Из месторождений отбельных глин наиболее известны месторождения их около Редгилля в Англии, где они обладают мощностью до 12 *м*, далее громадного значения те же глины (флоридин) в США (Калифорния, Флорида, Ю. Дакота, Георгия), где они достигают мощности свыше 2 *м*. Отбельные глины СССР очень мало исследованы.

К ним относятся **кил** или **кеффекелит** (от Каффа, древнее название Феодосии), добывавшийся в Крыму еще в ханские времена. Представляет собой плотную, жирную наощупь глину сероватого и зеленовато-серого цвета, различной интенсивности, при впитывании воды распадающуюся на тончайший порошок. Залегает в Крыму между Карасубазаром и Севастополем в верхнетуронских отложениях среди мергелей отдельными участками мощностью местами до 1 *м*; кил распространен также в области Кавказа, где он известен на Апшеронском полуострове.

Прекрасного качества флоридиновая глина (**гумбрин**) обнаружена в крупных массах около д. Гумбри близ Кутаиса, где идут разработки ее, также около Баку («асканит»), около Нальчика («нальчикины»).

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 в связи с крайним непостоянством их минералогического состава можно различать огромное разнообразие их. Иногда выделяют, кроме упомянутых выше основных типов глин, характеризующихся преобладанием одного из трех минералов — каолинита, монотермита и монтмориллонита — ряд других типов, в состав которых входит большое число минералов вплоть до карбонатных (табл. 38).

Таблица 38

Типы глинистых пород

Типы глинистых пород	Преобладающий минерал глинистого вещества					
	каолинит	монтмориллонит	слюдовидный минерал	галлуазит	другие глинистые минералы	сумма
	Число испытанных пород					
Керамические глины	49	—	1	1	—	51
Керамические глины Бразилии	21	—	—	—	—	21
Фуллеровы глины и бентониты	—	40	1	—	4	45
Цементные глины и мергеля	—	8	15	—	—	23
Кирпичные глины	—	—	5	—	—	5
Глинистые почвы	10	30	20	—	—	60
Итого	80	78	42	1	4	205

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 ценятся те из них, кото-

рые отличаются наибольшей огнеупорностью (*огнеупорные глины*).

В отличие от жирных глин *тощие* глины пользуются чрезвычайно широким распространением, входя в состав разнообразных геологических систем, обладая часто значительной мощностью и значительными площадями распространения; тощие глины встречаются повсеместно.

Среди глин различают по степени огнеупорности, зависящей от минералогического и химического состава их, глины *огнеупорные*, обладающие температурой плавления не менее 1580°; вторичные каолины около 1790°, латнинские глины — 1730—1760°, сталиногорские — 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 SiO_2, Al_2O_3, H_2O с преобладающим содержанием кремнекислоты, иногда до 80%. В некоторых своеобразных твердых глинах (Боровичский сухарь) содержание Al_2O_3 почти равно содержанию SiO_2. Во всех глинах присутствуют в небольших количествах Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, MnO; иногда содержание этих окислов значительно.

Характерно то, что лишь в особенных условиях образования получаются почти мономинеральные глины (вторичные каолины); обычно примеси присутствуют в самых разнообразных количествах. Как глинистые породы, так и породы песчаные в отдельных случаях приближаются к составу некоторых типов пород магматических, в особенности глины монотермитовые.

Характерным отличием этих пород в случае принадлежности их к породам глинистым является значительное содержание глинозема. Для уяснения этого приводится таблица коэфициентов Ниггли для пород № 8 (огнеупорная глина Часов-Яра), 9 (кембрийская глина Пулкова) и 13 (глинистый сланец).

Таблица 39

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
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 они характеризуются высокими коэфициентами *al* и *k*, иногда при значительном *alk*.

К *кремнистым огнеупорным глинам* («флинт-клей» США) относятся кремневидные глины, не пластичные, богатые глиноземом и не богатые кремнекислотой, с раковистым изло-

Химические анализы обломочных пород

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	пот. при прок.	CO_2
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	52,75	0,57	16,14	5,80	—	2,46	8,67	1,00	1,72	9,94	—
4	46,3	—	39,8	—	—	—	—	—	—	13,9	—
5	47,43	0,11	38,79	0,68	—	0,04	0,25	0,20	0,12	12,44	—
6	47,46	0,21	38,27	0,80	—	Следы	0,42	—	—	13,26	—
7	46,56	2,87	36,63	0,66	0,08	0,88	0,11	0,23	0,04	12,77	—
8	52,21	1,62	32,15	0,76	—	0,55	0,32	0,72	2,65	8,21	—
9	57,55	0,92	18 10	4,78	3,26	2,93	0,71	0 35	5,83	5,34	—
10	43,63	—	40,45	1,09	—	0,35	0 05	0,79	—	14,00	—
11	11,50	—	74,03	0,97	—	—	—	—	—	13,20	—
12	13,54	—	71,83	1,21	—	—	—	—	—	12,71	—
13	54,27	0,98	23,27	1,09	6,58	2,81	0,72	1,03	3,08	5,93	—
14	49,92	—	22,09	0,28	0,39	0,87	2,90	—	—	22,68	—
15	62,02	—	12,30	2,96	—	2,16	1,64	—	—	13,21	—
16	62,83	—	10,35	2,45	—	3,12	2 43	—	0,94	6,41	—
17	55,70	0,60	13,27	5,10	—	2,37	7,15	1,51	2,27	3,20	8,20

1. Кремнистый песчаник (диагсовый), Пантелеймоновка, Донбасс. 2 Песчаник нижнеюрский, Белоканы, Кавказ. 3. Песчаник верхнеюрский, там же. 4. Каолин, идельный состав. 5. Отложной каолин (вторичный), Пологи, УССР. 6. Отмученный каолин из первичного каолина, Просяная, УССР. 7. Огнеупорная глина, Лытная, Воронежская область. 8. Огнеупорная глина, Часов Яр, Донбасс. 9. Кембрийская глина, окрестности Пулкова. 10. Огнеупорная глина (сучарь), Боровичи. 11 и 12. Диаспоровые глины, Миссури, США. 13. Глинистый сланец, Белоканы, Кавказ. 14. Кил, окрестности Бахчисарая, Крым. 15. Гумбрин 5,75% H_2O, окрестности Кутаиса, Кавказ. 16. Флоридиновая глина Флорида, 7,72% H_2O. 17. Лёсс.

мом; представляют собой затвердевший гель. Часто связаны переходами с диаспоровыми глинами. Приурочены к каменноугольным, меловым, третичным отложениям ряда мест США.

Своеобразный характер носят очень высокоогнеупорные диаспоровые глины, имеющие нередко оолитовое сложение, состоящие в значительной своей части из диаспора.

При увеличении содержания окислов железа глины переходят в охры, обладающие крайне разнообразными оттенками 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 Западной области (мощность до ½ *м*), в Новгородском районе (до 1,2 *м*).

В том случае, когда к глине примешаны в большем или меньшем количестве тонкий песок, по преимуществу кварцевый, получается суглинок, часто окрашенный гидратами окислов железа в желтоватые и светлобурые цвета. Сравнительно с глинами он груб наощупь. Суглинок ледникового происхождения, переполнен-

ный иногда значительным количеством валунов, в некоторых случаях огромных размеров до нескольких метров объема, носит название валунного суглинка; обычно эти суглинки довольно сильно песчанисты, окрашены в буроватые и красновато-бурые цвета; иногда главная масса валунного суглинка состоит из тонкой мергелистой породы, в которой рассеяны валуны; образовался он на дне озер, расположенных около ледника. В отличие от других глинистых осадков валунный суглинок не обнаруживает слоистости.

Лёсс также лишен 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, тонкораспределенные частицы, частью в виде шариков, углекислой извести, чешуйки слюд и др. Примесь углекислой извести в количестве до 30% сближает его с мергелем. Углекислая известь частью покрывает тонким слоем кварцевые зернышки, частью образует белые конкреции, часто обладающие причудливой формой. Лёсс порист и по отношению к воде занимает промежуточное положение между глинами и песками; обычно содержит тонкие, в общем вертикальные канальцы, стенки которых покрыты углекислой известью. Лёсс содержит раковины наземных моллюсков. Для объяснения его происхождения существует ряд теорий и гипотез. Согласно эоловой гипотезе, развитой впервые исследователем китайского лёсса Рихтгофеном, лёсс представляет собой подхваченную ветром пыль, отложившуюся затем на местах, где господствовало затишье; гипотезу эту разработал Тутковский; согласно другой гипотезе, предложенной Лапараном и развитой Армашевским, лёсс представляет собой отложение, образовавшееся на пологих склонах путем переноса тонких материалов дождевыми ручейками и струйками. Имеется ряд других гипотез происхождения лёсса.

Лёсс широко распространен в области Европы как западной, так и восточной, сопровождая широкой полосой ледниковую морену; в области Китая занимает пространства до 600 000 $км^2$ и достигает там мощности до 200 $м$. Распространен на огромных площадях в Северной Америке, также в Средней Азии и др.

Чернозем представляет собой лёсс или лёссовидный суглинок, содержащий в значительном количестве гумусовые вещества. Боксит представляет собой разнообразной окраски, от красной до чисто белой, глинистую породу, в состав которой входят главным образом гидраты глинозема с примесью других окислов — SiO_2, Fe_2O_3 (в виде гидрата), TiO_2 с абсорбированной водой; эти окислы находятся частью в коллоидальном состоянии, частью также в состоянии кристаллическом; а основную роль в составе бокситов играет минерал бемит ($Al_2O_3 \cdot H_2O$), — полиморфная разность диаспора (он же гидраргиллит). Строение боксита обычно дисперсное, нередка пизолитовая (оолитовая) структура. Генезис боксита спорный; обычно образуется в коре выветривания в результате гидрохимических реакций, происходящих в ней, часто в связи с выветриванием известняков или же алюмосиликатных

пород. Пользуется широким распространением, как показали исследования последних лет Рожковой и ее сотрудников, на территории СССР (Урал, Казахстан, Алтай и ряд других мест); известны они в Тихвинском районе Ленинградской области. Бокситы являются основной алюминиевой рудой как в СССР, так и на юге Франции, в Истрии, в Италии, в США (штат Арканзас) и в других частях света. Латериты, близкие по химическому составу к бокситам, широко распространенные в тропических странах, где образование их наблюдается и в настоящее время, — глинистые породы, по своему цвету напоминающие обожженный красный кирпич; обладают сложным минералогическим составом; состоят главным образом из $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ коллоидного характера, с примесью SiO_2, Fe_2O_3, TiO_2. В зависимости от минералогического состава различают латериты гиббситовые (окристаллизованные), бокситовые (коллоидальные), содержащие около 90% гидратов окисей алюминия и железа, глинистые латериты с примесью каолинита, с содержанием гидратов окислов железа и алюминия 50—90%, и более бедные последним — латеритовые глины (табл. 41).

Таблица 41

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	H_2O
1	11,45	1,77	46,85	23,97	0,50	2,68	13,39
2	4,84	—	70,69	9,19	—	—	14,96
3	28,50	2,59	50,06	4,87	—	—	14,64
4	2,82	1,35	54,76	27,13	—	—	13,90
5	0,90	0,90	66,20	19,30	—	—	12,40
6	26,70	2,90	54,40	0,30	—	—	15,70
7	5,70	1,10	59,80	2,10	—	—	30,50
8	12,40	1,60	56,70	1,60	—	—	11,70
9	2,36	1,76	46,63	23,67	1,20	—	24,49

1 и 2. Боксит. Красноручейское месторождение. Тихвинский район. 3. Боксит. Губско-Почаевское месторождение. Там же. 4. Боксит. „Красная Шапочка". Урал. 5. Боксит красного цвета. Франция. 6. Боксит белого цвета. Франция. 7. Боксит. Арканзас, США. 8. Боксит. Георгия. США. 9. Латерит. Индия.

Мергель, или рухляк, состоит из глинистых элементов, к которым примешана в более или менее значительных количествах углекислая известь, частью в виде мельчайших шариков с концентрически-скорлуповатым сложением, в некоторых случаях и углекислый магний. Окраска крайне разнообразная, слабозеленоватая, синеватая, иногда, в присутствии глауконита, зеленая — так называемых глауконитовых мергелей, широко распространенных в меловых (сеноманских и близких к ним) отложениях Европейской части СССР, в других случаях они серые, желтоватые, красные, бурые, фиолетовые, черные, иногда одновременно окрашены в разнообразные цвета, как например пестрые мергеля восточной части Европейской территории СССР.

Структура их частью мелоподобная, иногда плотная, землистая,

в некоторых случаях оолитовая; часто они приобретают плитняковую отдельность. Кроме того, различают известняковые мергеля, близкие к известнякам, доломитовые, содержащие в значительном количестве углекислый магний, слюдистые, песчанистые, битуминозные, пламенные, с пестрой пятнистой окраской. Часть мергелей служит прекрасным материалом для изготовления портландского цемента, например мергеля окрестностей Новороссийска, Амвросиевки (Донбасс), Подольска и др. (табл. 42).

Таблица 42

Примеры анализов мергелей

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
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 с переходами их в менее дисперсные алеврититы.

Сланцеватая глина отличается от глин несколько большей компактностью и сланцевым сложением. Глинистые сланцы тонкосланцеваты, обыкновенно темно окрашены, зеленоватого цвета в присутствии хлорита, красного — в присутствии окислов железа; углистые частицы окрашивают их в черные цвета; они состоят из тонких частичек и зернышек кварца, иногда собирающихся в плосколинзовидные агрегаты, из чешуек серицита и зеленого хлорита, также из глинистых частиц; нередко присутствуют в незначительном количестве пирит, кальцит, иногда карбонатные частицы, тончайшие иголочки 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 него выпадают содержащиеся в растворе 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 маточные растворы, остающиеся после выделения гипса и хлористого натрия, остаются в замкнутом бассейне, и при дальнейшей концентрации растворов из них выпадают наиболее легко растворимые калийные и магнезиальные соли в виде хлористых и сернокислых соединений.

Каменная соль обыкновенно зерниста, нередко крупнозерниста, резко волокнистая (в отдельных небольших участках); бесцветна, различными примесями 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 соли в Артемовском районе до 140 *м*; пласты соли занимают площадь 45 *км* длиной и 35 *км* шириной между Артемовском и Славянском. Скважина, заложенная в районе г. Ромен, в Полтавской обл. около 300 *км* к северо-западу от Артемовска, встретила каменную соль, образующую здесь по всем признакам купола.

Иногда наблюдается отчетливая слоистость, чередование слоев каменной соли с прослоями ангидрита; в верхних горизонтах таких залежей в некоторых случаях присутствуют, как например в Стассфуртском месторождении, наиболее легко растворимые соли: сернокислые и хлористые соединения калия и магния: к ним относятся: 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 $NaSO_4$; сильвин KCl; мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$; бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$.

В отношении последовательности выпадения и кристаллизации солей в месторождениях каменной соли наилучше изучены Стассфуртские месторождения. Здесь залегает мощный пласт в 240 *м* каменной соли (95%) с тонкими прослоями гипса (5%), за которыми следует полигалитовая зона мощностью до 62 *м* с содержанием 91% каменной соли, 7% полигалита и некоторой примесью ангидрита и хлористого магния, кизеритовая зона мощностью до 56 *м* с 65% каменной соли, 17% кизерита, 23% карналлита, 3% хлористого магния, 2% ангидрита, вверху располагается карналлитовая зона мощностью 32 *м* с 25% каменной соли, 55% карналлита, 16% кизерита с примесью каинита, сильвина, тахгидрита и др.

В районе Соликамска имеется крупнейшее в мире месторождение калийных солей, залегающих на глубине около 100 *м*; главная масса их — каменная соль с карналлитом, на который приходится, согласно акад. Курнакову, 75% всех калийных солей Соликамска, и каменная соль с сильвинитом — остальные 25%.

Здесь на глинисто-ангидритовой толще располагается толща каменной соли (250—400 *м*), за которой следует сильвинитовая толща (12—56 *м*) с перемежающимися слоями каменной соли и сильвинита. Выше следует карналлитовая толща, состоящая из карналлита, смешанного с каменной солью; в связи с выщелачиванием из карналлита хлористого магния эта толща обогащается сильвинитом (20—110 *м*). За зоной верхнего сильвинита (0—32 *м*) следует верхняя толща каменной соли

(1—70 *м*) и затем верхняя гипсоносная толща (8—70 *м*), связанная с предыдущей толщей переходной зоной, в которой каменная соль смешана с глиной (0—80 *м*).

В Соликамском районе развития галоидных пород Разумовская различает присутствие трех групп пород:

1) породы мономинеральные — сильвинит из одного сильвина, галитит — из одного галита, карналлитит—из одного карналлита;

2) породы биминеральные: сильвиновый галитит, сильвиновый карналлитит, галитовый сильвитит, галитовый карналлитит, карналлитовый галитит, карналлитовый сильвитит;

3) породы триминеральные.

Структуры этих пород могут быть первичными — кристаллически-зернистые и зональные; в жилах наблюдаются также структуры параллельно волокнистые.

Кроме того, могут наблюдаться также структуры вторичной перекристаллизации, в частности кристаллобластические, связанные с различной степенью кристаллизации отдельных минералов; мелкая плойчатость и брекчиевая структуры образовались в результате текучести минералов, входящих в состав галоидных пород, под влиянием механического воздействия. Сильвиниты являются породами вторичного происхождения за счет динамо- и гидрометаморфизации карналлита.

Для понимания процессов при метаморфизации соляных залежей большое значение имеют опыты Геллера, определившего текучесть ряда галоидных веществ при различных давлениях и температурах между 25° и 125°. Таблица его данных следующая (табл. 43).

Таблица 43

Минерал	Давление в *кг* на 1 *см*², необходимое для приведения в текучее состояние				
	при 25°	при 50°	при 75°	при 100°	при 125°
Бесцветная каменная соль	7,700	7,100	6,600	6.100	5,700
Синяя каменная соль.	7,100	6,600	6,100	5,700	5,300
Сильвин	5,600	5,200	4,800	4,400	4,000
Карналлит	2,060	1,600	1,000	650	440
Бишофит	2,300	1,500	800	500	Плавится

Каменная соль образовывалась в самые разнообразные периоды жизни земного шара и сохранилась, начиная от силурийских отложений; образуется и в наше время.

Образование каменной соли в настоящее время мы видим, между прочим, в озерах Астраханского района (Баскунчакское, Эльтон и др.). Большая часть месторождений каменной соли образовалась в пермский, триасовый и третичный периоды.

Крупнейшие залежи каменной соли в пределах СССР имеются в Донбассе (Артемовка — Славянск) в Илецкой Защите (около Оренбурга), в Соликамско-Чердынском районе, где в последнее время наряду с огромными залежами поваренной соли установлено присутствие крупнейших в мире запасов калийных и магнезиальных, главным образом хлористых солей (сильвина, карналлита и др.), и в ряде других мест СССР.

В том случае, когда одновременно с каменной солью отлагается и глина, может получиться соленосная глина.

Гипс, образующийся часто одновременно с каменной солью или сопровождающий ее, то крупнокристаллический, то мелкозернистый до плотного, реже волокнистый, белый, благодаря примесям бурый, красноватый или иного цвета, образует залежи, линзы и штоковидные массы, сопровождаемые глинами, мергелями, известняками, каменной солью, ангидритом.

Особенно крупные месторождения этой широко используемой в строительном деле породы имеются в СССР в Горьковском крае (Арзамасский, Ардатовский районы) — мощностью свыше 20 *м*, в окрестностях Артемовска и в Подолии (Украина), около Илецкой Защиты; огромные месторождения его имеются по берегам Северной Двины и в других местах.

Ангидрит, часто сопровождающий каменную соль, по большей части довольно плотный, реже крупнозернистый; он 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.

К химическим осадкам относятся также известковые натеки и туфы, часто пористые, образующиеся при выделении углекислой извести из водных растворов, главным образом в том случае, когда вода, содержащая CO_2, теряет последнюю; при этом растворимость в воде $CaCO_3$ понижается и из воды выпадает большей частью известковый шпат. Породы такого рода встречаются во многих местах, между прочим, в Тиволи близ Рима (травертино), на г. Машуке близ Пятигорска, на речке Пудоста в окрестностях Павловска (пудожский камень).

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 строят свой скелет или раковину из углекислых соединений, главным образом из углекислого кальция, частично также и углекислого магния.

При выветривании углекислый кальций переходит в раствор; присутствие CO_2 в воде увеличивает растворимость $CaCO_3$, в связи с образованием бикарбоната $Ca(HCO_3)_2$. В то время как в морской воде при 17—18° может растворяться до 0,191 *г* $CaCO_3$ на литр воды, среднее содержание $CaCO_3$ в морской воде 0,121 *г* на литр; следовательно, морская вода ею не насыщена. Ряд морских организмов преобразует $CaSO_4$ в углекислую соль; после гибели этих организмов на дне водного бассейна отлагаются их твердые остатки, в состав которых входит $CaCO_3$.

Характерно то, что при выделении из воды $CaCO_3$ получаются сперва его наименее устойчивые модификации, именно ф а т е р и т, а р а г о н и т и другие, которые затем переходят в устойчивый к а л ь ц и т.

Различия между ними следующие (табл. 44).

Таблица 44

Модификация	Сингония	Опт. хар.	*Ng*	*Np*	Уд. вес
Кальцит . . .	Тригональная	—	1,658	1,486	2,71
Арагонит . . .	Ромбическая	—	—	1,527	2,88
Фатерит . . .	Тригональная	—	1,585 до 1,64	1,455 до 1,47	2,51 и выше
$CaCO_3 \cdot 6H_2O$.	Моноклинная	—	1,545	1,460	1,75

Двойная соль $CaMg(CO_3)_2$ — доломит — может в некоторых случаях выпадать самостоятельно; обычно доломит образуется при высоком давлении углекислоты и при высокой температуре. При обыкновенном давлении и при 600° он распадается по уравнению $CaMg(CO_3)_2 = MgO + CO_2 + CaCO_3$.

В природе происходит так называемый метасоматоз известняков под влиянием магнезиальных растворов и постепенное преобразование их в доломитизированные известняки и затем в доломит.

К числу наиболее распространенных известняковых пород принадлежат мел, известняки, мраморы.

М е л представляет собой землистую белую породу, состоящую иногда (Славянск) почти исключительно из $CaCO_3$, обычно же с небольшим количеством примесей, к числу которых относятся мелкие чешуйки каолинита, галлуазита, зернышки глауконита, иногда также кварцевые зерна, реже зернышки полевых шпатов со следами вторичного роста, вплоть до образования ими мелких кристалликов. Главная масса мела состоит из тончайших карбонатных частиц, частью шаровидных (кокколиты), обладающих размером в 1—3 μ, иногда и меньше. Меньшую часть мела образуют раковинки и обломки различного рода фораминифер, обломки твердых частей других организмов; иногда в небольшом количестве встречаются кремнистые скелеты радиолярий, панцыри диатомовых и другие. Нередки кремневые стяжения в мелу, захватывающие в некоторых случаях значительные части его, иногда сплошными массами. Иногда встречаются также стяжения фосфорита в особенности в более глинистых разновидностях мела.

Мел образует часто огромные толщи, местами свыше 0,5 *км* мощности, занимающие значительные пространства, в частности от Украинского кристаллического массива до Урала и в ряде других мест и стран.

При большем содержании глинистых частиц мел переходит в меловой мергель. В присутствии глауконитовых зерен получается глауконитовый мел (глауконитовый мергель).

Известняк (табл. XXVI, рис. 1, 2), наиболее распространенный представитель известковых пород, в общем представляет собой плотную до мелкозернистой беловатую, желтоватую, сероватую, иногда окрашенную равномерно или пятнами в различные бурые, красные и иные цвета породы. В присутствии органических веществ приобретает более или менее темную серую до черной окраску.

Известняки часто массивны без признаков слоистости, иногда также и слоисты. Некоторые разновидности известняков (литографский камень) чрезвычайно тонкозернисты, обладают одновременно 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 остатки преобладают, различают раковинные (юг Европейской части СССР), коралловые, губковые, нуммулитовые, фузулиновые и другие известняки. Эти остатки, состоящие главным образом из углекислой извести, под влиянием диагенеза быстро перекристаллизовываются, и в результате более или менее полно исчезают следы первичного происхождения известняка.

Этому способствуют также мертвоеды, дробящие и размалывающие твердые остатки организмов на дне моря.

В числе примесей в известняках часто встречаются зерна кварца, иногда и мелкие кристаллики его, глинистые вещества, пирит, стяжения фосфорита, кремня и др. В некоторых случаях в них наблюдаются новообразования полевых шпатов в виде кристалликов. Органические вещества обычно носят битуминозный характер; некоторые известняки при ударе по ним молотком издают неприятный запах (вонючие 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, образованных агрегатами мельчайших зернышек и кристалликов углекислой извести, то из арагонита, то в других случаях из известкового шпата; генезис их частью органогенный, частью чисто химический.

Обладая разнообразным строением, известняки отличаются также чрезвычайно большим разнообразием 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.

При процессах метаморфизации они легко могут терять угле-

кислоту, которая замещается кремнекислотой. Особенно легко известняки перекристаллизовываются, что связано, между прочим, с тем, что в момент своего образования они состоят по преимуществу из неустойчивых модификаций углекислого кальция.

Доломит состоит из зернистого до плотного агрегата доломита (около 54,2% $CaCO_3$ и 45,8% $MgCO_3$). Химический состав доломитов непостоянен, причем почти всегда углекислая известь находится в большем или меньшем избытке по отношению к углекислому магнию, образуя известковый шпат (табл. XXVI, рис. 3); нередко примешаны железистые, глинистые и другие вещества.

Таблица 45

Примеры анализов доломитов

	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	Fe_2O_3	Al_2O_3	Нераств.
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 окр. 3. Доломит. Каменец-Подольская область.

Теодорович предлагает разделять доломитово-известняковые породы на следующие отдельные типы (табл. 46).

Таблица 46

Название породы	% кальцита	% доломита
Известняки	100—95	0—5
Слабодоломитовый известняк .	95—80	5—20
Доломитовый известняк	80—65	20—35
Сильнодоломитовый известняк.	65—50	35—50
Сильноизвестковистый доломит.	50—35	50—65
Известковистый доломит . . .	35—20	65—80
Слабоизвестковистый доломит .	20—5	80—95
Доломит	5—0	95—100

Схема Теодоровича удобна благодаря введению им числа «15» аналогично другим широко распространенным делениям пород на группы и аналогично классификации песчано-глинистых пород; для чистой породы принимается содержание примесей 0—5%.

Зернистый доломит совершенно напоминает по своему внешнему виду и структуре мрамор; он иногда чисто белого цвета и 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, часто связанные в своем происхождении с древними коралловыми рифами. Живописными скалами доломитов и доломитовых известняков особенно славится Южный Тироль.

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, кизельгур и трепел.

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. Окрашены они обыкновенно в чисто белый цвет, иногда обладают благодаря примесям, главным образом окислов железа, пестрой окраской. Они то плотны, то пористы, часто с гроздевидной, 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, легко растирающийся между пальцами и марающий, как мел, состоит главным образом из кремнистых панцырей диатомовых водорослей; эти панцыри настолько малы, что в 1 $см^3$ их содержится до 7 млрд.; часто примешаны также спикули 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 нелита. Эти породы залегают обыкновенно слоями преимущественно среди третичных отложений, также среди послетретичных, в Чехо-Словакии (Билин, Франценсбад); в СССР известны в многочисленных местах Брянского и Ульяновского районов (около ст. Инзы и др.), в Закавказье (Нурнус в окрестностях Ереван, Ахалцых) на Керченском полуострове и т. д.

Гезы представляют собой светлосеры, желтоватые и зеленоватые до темнозеленых, легкие, липнущие к языку породы, состоящие в значительной своей части из опала, халцедона и огромного количества спикулей кремневых губок при сравнительно малом содержании кластических элементов (кварц), довольно часто присутствует глауконит. Кроме губок присутствуют остатки радиолярий диатомовых и других. 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 разности: спонголит, радиолярит, диатомит, опалит. При выветривании рыхлеет, светлеет, обогащается водными алюмосиликатами, беднеет 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 мергеля.

В табл. 48 средних химических анализов горных пород обращают на себя внимание следующие основные различия в осадочных породах различных типов. Кремнекислота значительно преобладает над остальными окислами в песчаниках,

Таблица 47

Примеры анализов некоторых кремнистых пород

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Потери при прокаливании
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. Западная область. 3. Диатомит. Окрестности г. Инзы. 4. Трепел. Каменец-Подольская область. 5. Полировальный сланец. Билин. Чехо-Словакия. 6. Диатомит, переходящий в диатомитовую глину. Керченский полуостров с. Баксы. 2,41% SO_3. 7. Трепельная глина. Керченский полуостров сел. Яныш Такыл. 2,20% SO_3, 0,58% P_2O_5.

Таблица 48

Средний химический состав осадочных пород по Грауту

	Сланцы	Песчаники	Известняки
SiO_2	58,90	78,64	5,20
TiO_2	0,66	0,25	0,06
Al_2O_3	15,63	4.77	0,81
Fe_2O_3	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_2O	1,32	0,45	0,05
K_2O	3,28	1,32	0,33
H_2O	3,72	1,33	0,56
CO_2	2,67	5,03	41,70
P_2O_5	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
Полевшпат	12	8	2
Хлорит и др.	8	1	—
Цеолиты	4	—	—
Окислы Fe	5	—	—
Разные	3	—	—

значительно меньше роль ее в глинистых осадках и ничтожная в карбонатных породах. Второе, что характерно для кремнекислоты — присутствие ее в песчаниках главным образом в свободном виде — преимущественно в виде кварца, и в связанном состоянии в значительной своей части в глинах.

Характерная химическая особенность этих пород — присутствие летучих (легко удаляемых при нагревании) составных частей: в песчаниках и сланцах в малом количестве (6—7%); в карбонатных они составляют почти половину породы (около 42%); при этом в сланцах и песчаниках летучие составные части представлены водой, связанной в каолините, и CO_2, связанной в карбонатах; в карбонатных породах CO_2 почти исключительно связана с CaO и MgO. При нагревании и удалении летучих веществ в карбонатных породах получаются в свободном виде сильно действующие основания, именно CaO и MgO, способные энергично соединяться с другими окислами, с образованием различного рода новых минералов.

Распространенность осадочных пород значительная — на поверхности земли они занимают, примерно, 75% поверхности ее.

По данным Гроута, относительное количественное значение 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 V. 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 окисления и испарения — киры и гудроны.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Метаморфические породы, к которым принадлежат также и кристаллические сланцы, представляют собой глубоко преобразованные, первично осадочные или магматические породы. Под влиянием различных причин, связанных с изменением физико-химических условий (температуры T, давления P и состава C), первичные породы могли в большей или меньшей степени измениться, приспособляясь к новым физико-химическим условиям. При этом меняется не только минералогический состав и структура первичных пород, но в ряде случаев и их химический состав; значительно реже первичный характер породы сохраняется в большей или меньшей степени. Существуют постепенные переходы между глубоко преобразованными породами, с одной стороны, и породами, из которых они образовались, с другой; так плотные известняки связаны самыми постепенными переходами с кристал-

лическими известняками, некоторые граниты — с соответствующими им гнейсами, некоторые габбровые породы — с принадлежащими к кристаллическим сланцам и образовавшимися из габбровых пород амфиболитами и т. д.

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 под влиянием этих новых влияний приобретают новые устойчивые при этих временных условиях формы; в результате происходит постепенное перемещение составных частей породы, ее перекристаллизация; эта перекристаллизация обычно сопровождается образованием новых минералов, устойчивых 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 (место образования и залегания их) и в новых условиях вступившие в новое равновесие, называются породами метаморфическими.

Основные причины метаморфизма могут быть заложены в самой породе (аутометаморфизм). К аутометаморфизму относятся те изменения, которые происходят во время остывания магматических пород под влиянием подвижных составных частей (минерализаторов), присутствующих в магме. Так оливиновые породы могут постепенно преобразовываться в серпентиниты. Аналогичные изменения происходят в горных породах в зоне цементации или выветривания; когда порода стареет, в ней появляются различные новые минералы (серицит, соссюрит, хлорит и др.). В этом случае границы между метаморфизмом и диагенезом постепенно исчезает.

По большей части, однако, метаморфизм обусловлен причинами, находящимися вне горной породы; они называются *аллометаморфными*.

Главными причинами, которые вызывают преобразования 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, различают различные виды метаморфизма.

В ряде случаев могут происходить более или менее глубокие изменения химического состава преобразующихся горных пород. В некоторых случаях породы, метаморфизованные при большом давлении и высокой температуре, попадают в условия низкой температуры и высокого давления и снова испытывают соответствующие преобразования, связанные с новыми физико-химическими условиями. Такого рода метаморфизм называется *ретроградным* метаморфизмом, или *диафторезом*. Часто метаморфизм вызывается контактом с магматическими породами под

влиянием высокой температуры магм и выделяющихся из нее газообразных и жидких веществ (контактный метаморфизм); иногда расплавленные жидкие массы проникают в метаморфизующиеся породы, еще более изменяя их состав привносом жидкого материала (инъекционный метаморфизм), в результате которого получаются смешанные породы.

Сводка тех типов метаморфизма, которые имеют место в земной коре, может быть дана в следующем виде:

I. Автометаморфизм

1. Автометаморфизм охлаждающихся магматических пород.
2. Диагенез стареющих осадочных пород.
3. Диагенез стареющих магматических пород.

II. Аллометаморфизм без привноса

1. Термический метаморфизм под влиянием высокой температуры.
2. Динамометаморфизм:

а) под влиянием всестороннего гидростатического давления, или статический динамометаморфизм;

б) под влиянием одностороннего давления — кинетический динамометаморфизм, 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. Магматизация

Огромное значение имеет в процессе метаморфизации горных пород также время. Сильное давление, появляющееся в течение сравнительно короткого промежутка времени, вызывает дробление пород и образование милонитов; наоборот, проявление его длительное время, хотя бы и с меньшей силой, вызывает перекристаллизацию горной породы.

Автометаморфизм проявляется в значительной степени разнообразно. К нему относятся процессы получения параморфных разностей, например переход кубических кристаллов лейцита в ромбические при 620°, распад лейцита в глубинных породах в агрегат ортоклаза и нефелина по уравнению:

$$\underset{\text{Лейцит}}{2\,[(KNa)\,O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2]} \rightarrow \underset{\text{Ортоклаз}}{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2} + \underset{\text{Нефелин}}{Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2}$$

как следствие обмена между K_2O ортоклаза и Na_2O и CaO плагиоклаза, соприкасающегося с первым; как следствие замещения ортоклаза плагиоклазом, содержащим меньше SiO_2, чем ортоклаз, получается избыток 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, состоящие внутри из пироксена, снаружи из актинолита с гранатом и шпинелью; более богатый кремнекислотой плагиоклаз отдает часть SiO_2 бедному ею ортосиликату, превращая его в метасиликат; освобождающаяся Al_2O_3 дает начало минералам, содержащим Al. Автометаморфизмом может быть объяснена и серпентинизация оливина. Те газы и пары, которые содержатся в остывающих породах и выделяются при их постепенном охлаждении, способствуют образованию цеолитов в миндалинах базальтов различных лав, превращению нефелина, содалита, натрового и полевых шпатов в гидронефелин.

Термометаморфизм проявляется различно на различных глубинах; обусловлен он: 1) контактами с магматическими породами и 2) 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: 1) без образования новых фаз (минералов) и 2) с образованием их.

В контакте с глубинными породами известняки, не содержащие примесей, обычно только перекристаллизовываются, а следы первичного образования исчезают; получается более или менее крупнозернистый кристаллический известняк (мрамор).

В других случаях под влиянием высокой температуры может произойти процесс обменного разложения с образованием новых фаз. Характерным примером является взаимодействие кальцита и кварца с образованием волластонита и углекислоты в богатом кремнеземом известняке:

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2$$

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 минерала.

Гольдшмидт установил для различных контактных пород окрестностей Осло следующую схему их по мере увеличения CaO в исходном материале:

1. Андалузит-кордиеритовый роговик.
2. Плагиоклаз-андалузит-кордиеритовый роговик.
3. Плагиоклаз-кордиеритовый роговик.
4. Плагиоклаз-гиперстен-кордиеритовый роговик.
5. Плагиоклаз-гиперстеновый роговик.
6. Плагиоклаз-диопсид-гиперстеновый роговик.
7. Плагиоклаз-диопсидовый роговик.
8. Гроссуляр-плагиоклаз-диопсидовый роговик.
9. Гроссуляр-диопсидовый роговик.
10. Гроссуляр-волластонит-диопсидовый роговик.

В 1—6 группах почти всегда присутствует биотит, в 1-й немного полевого шпата; P дает апатит; TiO_2 рутил — в 1-й группе, в других — титанит.

Глинистые породы переходят в уплотненные глинистые сланцы и филлиты, иногда в сланцеватые роговики; главные составные части их — кварц, биотит; иногда появляются как бы порфировидно выделенные (порфиробласты) скелетные кристаллы андалузита или кордиерита (андалузитовые или кордиеритовые роговики) в особенно богатых Al_2O_3 породах; в более глубоких горизонтах образуются иголочки силлиманита, окислы железа исходной породы дают мелкие кристаллики магнетита, органическое вещество — скопления тонких чешуек графита. Процесс преобразования глинистых пород и появление в них новых минералов в том или ином парагенезе (в одних случаях андалузита, в других — мусковита или биотита, также 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.

Этот тип метаморфизма характерен для контактов глинистых пород с гранитами в верхних частях земной коры, впервые описанных Розенбушем, с образованием по мере приближения к гранитному массиву из глинистых пород глинистых сланцев — пятнистых сланцев — узловатых сланцев — андалузитовых сланцев.

Мергелистые породы часто дают начало эпидоту, ближе к контакту — волластониту и, наконец, гроссуляру; кремнекислота дает иногда кристаллики кварца.

Известняки не дают новообразований; наблюдаются изменения их структуры: плотный известняк — мелкозернистый известняк — мрамор — крупнозернистый мрамор. Органическое вещество дает графит, окислы железа — гематит (гидрогематит); сера, содержащаяся в органических веществах, — пирит.

Так как известняки редко бывают совершенно без примесей, образуется ряд контактных минералов: гранат, тремолит, актинолит, роговая обманка, диопсид, волластонит, везувиан, цоизит, эпидот; они часто обусловливают слоистость мраморов. Следует иметь в виду, что обычно эти новообразования без привноса происходят редко и проявляются очевидно со значительным уменьшением общего объема породы благодаря удалению CO_2.

В богатых доломитом известняках образуется ряд контактных магнезиальных минералов, как форстерит, монтичеллит, антофиллит, флогопит, нередко гумит и хондродит. Обычно наблюдается интенсивная дедоломитизация доломита, 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 доломитизиро-

ванный известняк превращается в агрегат чистого кальцита и ряда магнезиальных минералов (процесс дедоломитизации). Характерно, что при понижении температуры ряд магнезиальных силикатов, в первую очередь форстерит, превращается в серпентин (офикальцит).

Песчаники изменяются слабо; они превращаются в плотные кварциты; в присутствии примесей, в зависимости от характера их, образуются минералы, появляющиеся также в глинистых и карбонатных породах (так например, образуются силлиманит-биотитовые кварциты, графитовые кварциты, из мергелистых песчаников — кварциты с волластонитом и гранатом).

Древние магматические породы в общем изменяются мало; наиболее характерен для них переход пироксена в амфибол, значительное развитие биотита. Из основных пород нередко образуются диабазовые роговики, представляющие собой спутановолокнистый агрегат роговой обманки и биотита с примесью зерен полевого шпата, иногда также с кристаллами уралита. Обычно пироксены превращаются в амфиболы, за исключением геденбергитовых авгитов, т. е. авгитов, богатых окислами железа, которые почти совершенно не изменяются и в некоторых случаях сами являются контактными минералами. Выделяющийся при соссюритизации плагиоклазов альбит образует либо самостоятельные зерна, либо же дает начало натровым амфиболам.

В гнейсах иногда вместо биотита и граната образуется смесь шпинели и гиперстена.

В процессах метаморфизма играют роль два закона:

1. Закон температур. Повышающаяся температура 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 термическому метаморфизму.

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:

$$\underset{\text{каолинит}}{H_4Al_2Si_2O_9} \rightleftarrows \underset{\text{андалузит}}{Al_2SiO_5} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} + 2H_2O$$

Пример закона объемов:

$$\underset{\text{оливин}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{анортит}}{Ca_2Al_2Si_2O_8} = \underset{\text{гранат}}{CaMg_2Al_2Si_3O_{12}}$$

$$\text{Объем молекулярный} = \frac{\text{молекулярный вес}}{\text{удельный вес}}$$

Оливин — 43,9
Анортит — 101,1 } сумма 145

Гранат — $\frac{121}{24}$

Тот же закон объемов приложим к горным породам, которые при своей перекристаллизации при содействии высокого давления преобразуются в агрегаты минералов с наименьшим молекулярным объемом и, следовательно, стремятся занять возможно меньшее пространство. Примеры даны Бекке:

Диабаз может перейти в амфиболит

Диабаз (лабрадор, авгит, титанистый железняк)		Амфиболит (кислый плагиоклаз, роговая обманка, гранат, титанит, кварц)	
Анортит	$3\,CaAl_2Si_2O_8$. 303,3	Гранат	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$. 125,8
Альбит	$NaAlSi_3O_8$. 100,3	Альбит	$NaAlSi_3O_8$. 100,3
Авгит	$3\,MgCaSi_2O_6$. 204,0	Роговая обманка	$Mg_3CaSi_4O_{12}$. 135,0
			$Fe_2Al_4Si_2O_{12}$. 140,5
Титанистый железняк	$2\,FeTiO_3$. 68,4	Титанит	$2CaSiTiO_5$. 111,5
		Кварц	SiO_2. 22,8
	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, происходит под влиянием тектонических процессов. На больших глубинах действие давления и температуры могут уравновеситься.

Действие давления: 1) ведет к раздроблению породы и, следовательно, к облегчению преобразования породы; 2) обусловливает образование минералов с наибольшим удельным весом; 3) способствует образованию сланцеватой структуры (обусловливает 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, сдавливание, вызываемое горообразующими процессами.

Если принять удельный вес горных пород равным 2,6—2,8, то гидростатическое давление на 1 $см^2$ возрастет с глубиной в следующей последовательности:

На глубине	100 *м*	23— 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, оказывающего действие по всем направлениям в общем с одинаковой силой, из плотных или мелкозернистых пород могут получиться массивные породы, иногда крупнозернистые. Во всяком же случае действие его само по себе не особенно велико.

Сдавливание, с одной стороны, вызывает различного рода нарушения напластования в земной коре (дислокации); под влиянием его образуются складки, 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 присут-

ствии воды им вызывается также и перекристаллизация горных пород; сдавливание может также повышать температуру внутри горных пород.

Раздробление горных пород под влиянием сдавливания достигает иногда значительной степени. В горных породах, содержащих кварц, зерна этого минерала благодаря сдавливанию сперва приобретают более или менее резко выраженное волнистое угасание, затем превращаются в зернистый агрегат неодинаково ориентированных более мелких зерен (табл. XXXI, рис. 4); то же происходит и с пироксенами, амфиболами, полевыми шпатами и др., хотя раздробление этих минералов обыкновенно более слабо, 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, направленное перпендикулярно к направлению сдавливания. При более сильном действии сдавливания 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 полевых шпатов, образующих как бы вкрапленники; получаются породы, часто напоминающие порфировые породы и носящие название *порфироидов*, если они получились преобразованием иных пород, например гранитов и др. При дальнейшем действии сдавливания могут произойти некоторые изменения в минералогическом составе пород: образуются листочки серицита, хлорита, зерна и волоконца роговой обманки и т. д.; при ясно выраженной сланцеватой структуре получаются *псевдофельзитовые сланцы*; отчасти сюда же относятся так называемые зеленые сланцы.

В других случаях, именно при содействии растворителей, в горных породах, подвергаемых действию сдавливания, происходят химические и минералогические преобразования, не сопровождаемые раздроблением. Для объяснения такого рода преобразований можно применить принцип Рике, согласно которому температура плавления вещества понижается, а растворимость его, если растворитель присутствует, увеличивается в направлении давления. Поэтому в направлении действия сдавливания вещество минералов может растворяться, в направлении перпендикулярном—снова отлагаться; благодаря таким ничтожным перемещениям вещества горная порода под влиянием сдавливания с течением времени медленно деформируется, как если бы она была пластична; происходят *преобразования горной породы без излома*. Под влиянием 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 преобразовывается в роговую обманку, часто ура-

литовую; 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 особенно энергично идет вперед в том случае, когда 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; перекристаллизация происходит особенно энергично под влиянием близко расположенных магм. Особенно легко поддается действию процессов перекристаллизации и расположению перпендикулярно к направлению давления ряд таких минералов, которые обладают весьма совершенной спайностью и пластинчатым характером кристаллов: слюды (биотит, мусковит, серицит), хлориты, в некоторых случаях хрупкие слюды, или волокнистые и столбчатые, например амфиболы, силлиманит (волокнистая разность его фибролит).

С другой стороны, происходящая перекристализация 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 при действии горообразующих сил и иных причин на магнезиальные силикаты — оливин, серпентин, иногда также пироксены и амбифолы; в некоторых случаях он получается при преобразовании 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. Вейншенком было выдвинуто положение, что в том случае, когда магма кристаллизуется во время горообразующих процессов, одностороннее давление может вызывать расположение выделяющихся таблитчатых, пластинчатых, удлиненных кристаллов минералов (биотита, мусковита, полевых шпатов, амфиболов и др.) по преимуществу перпендикулярно к направлению давления. Этот процесс происходит не в жидкой магме, когда в ней проявляется только гидростатическое давление, но в магме уже частично кристаллизованной, с остатками жидкой массы.

В связи с процессами динамометаморфизма одновременно с остыванием магмы Бекке и другими был введен термин протоклазы; под влиянием сильного давления минералы дробятся уже в периоде их кристалллизации или остывания; магматическая порода часто приобретает полосчатую структуру. Кристаллобластогенез наблюдается при дроблении пород тотчас после их кристаллизации, т. е. оба термина охватывают по существу одно и то же понятие.

Ретроградный метаморфизм или диафторез. Когда породы в областях геосинклиналей опускаются постепенно на все бо́льшую глубину, происходит ряд преобразований этих пород в том направлении, которое указано было ранее, например: глина — сланцеватая глина — глинистый сланец — филлит — серицитовый сланец — слюдяной сланец — слюдяной гнейс.

При обратном продвижении тех же пород вверх, по мере развития горообразующих процессов и денудации, происходит иной процесс; по мере поднятия во все более высокие горизонты горные породы, образовавшиеся на глубине, преобразовываются в новые породы; происходит образование так называемых диафторитов, 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 метаморфизм (с привносом). С гидротермальным метаморфизмом связано преобразование ряда горных пород различного происхождения с образованием новых минералов, часто с гидроксилами или водой; одновременно в ряде случаев идет интенсивное рудообразование.

Так как передвижение горячих вод идет по преимуществу по трещинам, то наиболее интенсивные изменения такого рода происходят в боковых породах, соприкасающихся с минеральными или рудными образованиями.

Сюда относится ряд процессов преобразования боковых пород — пропилитизация, алунитизация, серицитизация, окварцевание и др.

Пропилитизация происходит в ряде мест в юных излившихся породах (липариты, трахиты, дациты, андезиты) и сопровождается образованием рудных месторождений серебра и золота — в Венгрии, Америке, Японии и в ряде других мест; одновременно с водой видную роль как минерализатор играет также ионизированный H_2S($H_2S \rightleftarrows H + HS$), 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 воды были не щелочные, как в первом случае, но кислые, содержащие серную кислоту. Процесс сопровождает юные вулканические излияния, часто независимо от 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 появляться, 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 CO_2. В случае привноса калия часто образуется ортоклаз, в случае привноса натрия — альбит.

Доломитизация нередко связана с жильными и метасоматическими рудными месторождениями, например цинка, свинца и др., среди известняков; в некоторых случаях сопровождается образованием шпатовых магнезитов (Восточные Альпы).

Огромную роль играет также окварцевание, связанное с выщелачиванием щелочей и других сравнительно легко растворимых соединений из магматических пород, например кварцевых порфиров, и замещением их кремнекислотой с преобразованием их во вторичные кварциты. Одновременно в ряде случаев идет интенсивный процесс рудообразования; образуются вкрапленные руды, например в ряде районов Закавказья, Прибалхашья с Коунрадом и другими крупнейшими месторождениями меди, аналогичными вкрапленным вторичным рудным кварцитам США и имеющими огромное промышленное значение.

Часто имеет место также каолинизация с выщелачиванием всех составных частей пород, кроме части SiO_2 и Al_2O_3, и присоединением воды и гидратизация.

Пневматолитический контактный метаморфизм также сопровождается часто очень крупным привносом.

Этот тип метаморфизма тесно связан с термическим метаморфизмом; представляет глубокий интерес по той причине, что он чрезвычайно тесно связан с рудообразованием; в ряде случаев наблюдается приток металлов и их соединений к областям контактного метаморфизма с образованием часто крупных рудных месторождений.

Глубинный (частью плутонический), или региональный, метаморфизм. В глубине земной коры, в зависимости от глубины и присутствия не вполне остывших магматических массивов, повышаются как давление, так и температура; благодаря присутствию, с одной стороны, в горных породах горной влажности, наличия ряда минералов, которые при нагревании способны выделять воду (например глинистые минералы), и приближению к области развития особенно высоких температур, частью в связи с магматическими бассейнами, происходят процессы, охватывающие все виды метаморфизма — динамометаморфизм, термометаморфизм, контактный и иные. Совокупность этих различных видов метаморфизма объединяется под названием регионального метаморфизма, так как он пользуется широким распространением в земной коре, или глубинным, так как он связан с глубинами земной коры и усиливается с глубиной.

В земной коре различаются четыре области (зоны) по вертикали с различными условиями, вследствие различных степеней давления и температуры и в то же время с различными условиями состава горных пород и поступления в них новых веществ; эти

четыре основные зоны, выделенные швейцарским петрографом Грубенманом, венским — Бекке, американским — Ван-Хайзом с добавлениями финляндского петрографа — Седергольма, следующие.

Верхняя — эпизона — находится на незначительной глубине в условиях небольших давлений и температуры. Процессы идут в направлении образования минералов с присоединением воды (хлорит, тальк, серицит, соссюрит, эпидот и другие) и сохранением более устойчивых, в их числе альбита или же происходит дробление минералов с образованием катаклазов.

В этой зоне во время горообразующих процессов может развиваться одностороннее давление (стресс) и образование сланцеватой структуры.

Следующая зона — мезозона — отличается средними давлением и температурой; перекристаллизация идет с образованием частью ряда минералов, в которых отсутствует гидроксил, в частности плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, одновременно и слюд; в ряде случаев наблюдается сланцевая структура.

В более глубокой зоне — катазоне — происходят процессы перекристаллизации при высоких температурах, приближающихся к температуре плавления ряда минералов; породы становятся пластичными и вместо стресса развивается все более резко выраженное гидростатическое давление; сланцеватость становится более слабо выраженной.

Наконец, последняя зона — зона магматизации — характеризуется особенно повышенной температурой, при которой породы разного рода могут переходить в расплавленное состояние и приобретать текучесть, иногда значительную легкоподвижность в жидком состоянии.

Получается тот тип метаморфизма, который может наблюдаться также в контакте магматических пород с другими породами. Как в области магматизации, так и в области глубинных контактов происходят процессы мигматизации, т. е. смешения расплавленных и нерасплавленных, осадочных и новомагматических или магматических пород.

Зона эта получила название зоны мигматизации, или палингенеза.

Инъекция и ассимиляция. Во время процессов глубинного метаморфизма, как и глубинного контактного метаморфизма, главным образом в контакте с гранитными и близкими к ним магмами наряду с привносом летучих веществ, изменяющих в большей или меньшей степени состав тех пород, которые подвергаются глубокому преобразованию, нередко происходит также процесс передвижения и внедрения в эти породы легкоподвижных, жидких составных частей магмы. Такого рода процесс носит название инъекции; глубокое преобразование, связанное с процессами инъекции, называется инъекционным метаморфизмом; обычно он сопровождает другие процессы метаморфизма, входя в состав регионального метаморфизма.

Магма в местах соприкосновения с твердыми породами вызывает: 1) постепенное прогревание, расплавление и растворение твердых

пород — ассимиляцию окружающих пород и 2) инъекцию.

Инъекция может происходить путем внедрения жидкого тела в окружающие сланцеватые или слоистые породы по сланцеватости или слоистости; это так называемая послойная инъекция, благодаря которой образуется часть полосатых и очковых гнейсов, носящих общее название мигматогнейсов, если твердая порода была первично осадочной, часть полосатых амфиболитов и других пород (табл. XXVIII, рис. 2).

Однако не всегда очковые и полосатые породы образуются путем внедрения посторонних материалов; в некоторых случаях этот процесс происходит в самой породе. Поэтому различают вениты, когда полосатая и очковая структура обусловлены процессом перекристаллизации твердой породы при высокой температуре благодаря горообразующему давлению, и артериты, обусловленные внедрением посторонних жидких тел (из магмы).

В ряде случаев инъекция происходит по неправильным трещинам, с внедрением в инъецируемые породы жил, раздвиганием обломков, разъеданием их; в конце концов получаются остроугольные обломки, рассеянные в большем или меньшем количестве в жидкой массе (эруптивные брекчии, табл. XXX, рис. 1).

Одновременно происходит более или менее значительное растворение обломков, попавших в магму (ксенолитов), их перекристаллизация и ассимиляция, в результате чего они постепенно округляются, расплываются и превращаются после охлаждения в темные расплывчатые пятна на более светлом фоне инъецированной породы; такого рода образования называются небулитами (табл. XXX, рис. 2).

В обоих случаях — и при послойной инъекции, и при образовании небулитов — получаются новые породы — мигматиты, представляющие смесь инъецируемой породы и магмы; мигматиты играют крупную роль в особенности в докембрийском комплексе пород.

При дальнейшем переплавлении и ассимиляции происходит настолько тесное слияние обеих масс, что после затвердевания получается гранитовидная масса, в случае наличия гранитной магмы (магматизация, гранитизация).

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 (магнитные руды гор Высокой и Благодати, титано-магнетиты Кусы, меднорудные и серноколчеданные месторождения Урала, магнитноколчеданные месторождения Боденмайса в Баварии).

Волластонит никогда в этих условиях не образуется; следовательно, температура не была достаточно высока для того, чтобы могло образоваться соединение CaO и SiO_2 (т. е. реакция между кварцем и кальцитом).

Плагиоклаз входит во взаимодействие с кальцитом и дает на-

чало 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 была выше 600° С.

Ультраметаморфизм, ведущий к расплавлению пород и при охлаждении к полной перекристаллизации их, получил название также *анатексиса* (т. е. повторного построения).

Анатексис обычно связан с гранитными батолитами, притом такими, в которых скоплялись 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, видно из рисунка (табл. XXIX, рис. 1), где изображен так называемый *птигматит* — инъекцированный аплитом гнейс, смятый в чрезвычайно сложные складки.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Минералогический состав метаморфических пород в ряде случаев совершенно естественно близок к составу глубинных магматических пород, так как в глубинных зонах имеются условия температуры и давления, при которых образуется ряд тех же минералов, которые характерны и для глубинных магматических пород. К ним относятся прежде всего главные минералы магматических пород: 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. К числу их относятся такие, как циркон, титанит, апатит, рутил и другие 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, кристобаллит, легко растворимые сернокислые и галоидные соли щелочей и щелочных земель, за исключением самих 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 и не характерных ни для магматических, ни для осадочных пород. К числу таких минералов относится следующее довольно большое число минералов. Они хотя могут в некоторых случаях присутствовать и 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 [1].

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

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 происходит в общем одновременно, и различная степень идиоморфизма, 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, которые обладают идиоморфными очертаниями, носят название *идиобластов*, в отличие от аллотриоморфных *ксенобластов* (табл. XXVII, рис. 4). Располагая минералы кристаллических сланцев в порядке их идиоморфизма, получаем *кристаллобластический ряд их*; положение минерала в таком ряду обусловлено его кристаллизационной силой, которая и 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 обладают особенно слабой кристаллизационной силой и поэтому в большинстве случаев обладают аллотриоморфными очертаниями. 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 то, что в общем в данном кристаллобластическом ряду наблюдается уменьшение удельного веса по мере передвижения к концу его за немногими исключениями.

В зависимости от формы и относительных размеров составных частей кристаллических сланцев различают ряд структур их; при приблизительно одинаковых размерах всех составных частей породы структура называется *гомеобластической* (табл. XXXI, рис. 1), в одних случаях зернистой (гранобластической), в других случаях — *чешуйчатой*, или лепидобластической, например в тальковых, слюдяных и других сланцах (табл. XXVII, рис. 2).

---

[1] Минералы, отмеченные звездочкой, встречаются главным образом в условиях контактного метаморфизма.

Нематобластической, или фибробластической, структура называется при составе породы из волокнистых и игольчатых кристаллов, например нефрита, актинолита и др. При неоднородности размеров составных частей структура называется гетеробластической. Если притом среди более мелкозернистой основной массы выделяются отдельные крупные зерна — порфиробласты тех или иных минералов, структура получает название порфиробластической (табл. XXXI, рис. 2).

Роговиковая структура получается в том случае, когда зерна минералов, в общем круглые, тесно прилегают одно к другому и напоминают строение мостовой; они характерны, 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 получается взаимное прорастание, обыкновенно со столбчатым характером, одних минералов другими, наподобие пегматитовой структуры; при особенно мелких размерах прорастания она называется микродиабластической — криптодиабластической (табл. XXVII, рис. 1), когда 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 палимпсестовые структуры (табл. XXXI, рис. 6). К реликтовым структурам относится также гелицитовая структура, при которой в метаморфизованной породе сохраняются следы первичной сланцеватости и порфиробластовых контактных минералов. Для указания на характер их к названию первичной структуры прибавляют слово бласто; получаются структуры бластогранитовые, бластофитовые, бластопорфировые и т. д.; при образовании из осадочных — бластопсефитовые, бластопсаммитовые, бластопелитовые.

Расположение составных частей кристаллических пород обусловливает то или другое сложение (текстуру) их; различают сланцеватые, волокнистые, полосчатые сложения. 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 получается при образовании большим или меньшим количеством составных частей сланца, главным образом роговой обманкой, волокнистых индивидуумов, иногда переплетающихся друг с другом. При чередовании прослоев то более тонких, то более толстых не вполне одинакового состава получается ленточное или полосатое сложение кристалли-

ческих 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 и полевого шпата), окруженные сланцеватым агрегатом, преимущественно богатым слюдой, получается очковое сложение. Нередко породы сложены в мелкие складки (плойчатая текстура).

Таблица 49

Таблица структур и текстур трех глубинных зон (по Грубенману)

	Преобладающие структуры	Преобладающие текстуры
Верхняя зона (эпизона)	Катакластическая	Тонкосланцеватые
	Порфирокластическая	Вытянутые
	Реликтовые структуры (порфиробластические)	Плойчатые, гелицитовые, зигзаговидные
Средняя зона (мезозона)	Порфиробластическая до гомеобластической Келифитовая	Кристаллизационная, сланцеватая, чешуйчатая, линейная, очковая, полосатая, слоистая
Нижняя зона (катазона)	Гомеобластическая, главным образом гранобластическая Роговиковая, ситовидная (бластогранитовая, бластофитовая)	Очковая до почти массивной, полосатая структура (инъекция)

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 среди 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 их (Грубенман).

Наиболее рациональной в данное время является химико-минералогическая классификация Грубенмана.

Классификация метаморфических пород по Грубенману

Таблица 50

	I. Ортоклазовые гнейсы	II. Силлиманит-кордиеритовые гнейсы	III. Плагиоклазовые гнейсы	IV. Эклогиты и амфиболиты	V. Хлоритово-талько-вые сланцы	VI. Жадеитовые породы	VII. Рибекитовые породы	VIII. Кварцитовые породы	IX. Скарновые породы	X. Мраморы	XI. Магнетитовые породы	XII. Корундовые породы
Эпизона	Серицитовые, альбитовые гнейсы Катакластические ортоклазовые и альбитовые гнейсы	Серицит-альбитовые гнейсы Кианит-альбитовые гнейсы Ставролит-альбитовые гнейсы Гранат-альбитовые гнейсы Серицитовые филлиты Кианитовые филлиты Ставролитовые филлиты Гранатовые филлиты Оттрелитовые филлиты	Эпидот-альбитовые гнейсы Эпидотовые филлиты Катакластические плагиоклазовые гнейсы	Альбитовые амфиболиты Эпидот-хлоритовые сланцы Глаукофаниты Габбровые сланцы и ортитовые сланцы	Хлоритовые сланцы Тальковые сланцы Серпентиновые сланцы (антигоритовые)	Щелочные гнейсы	Серицитово-глаукофаново-альбитовые сланцы	Серицитовые кварциты Кварциты Гнейсо-кварциты	Эпидотовые сланцы Гранатовые сланцы Известковые филлиты	Кальцитовые мраморы Доломитовые мраморы	Магнетитовые породы Железослюдистые сланцы (итабириты)	Корундовые породы
Мезозона	Мусковитовые гнейсы Двуслюдяные гнейсы Биотит-ортоклазовые гнейсы Малослюдистые ортоклазовые гнейсы	Кианитовые гнейсы Ставролитовые гнейсы Гранатовые гнейсы Мусковитовые сланцы Двуслюдяные сланцы Парагонитовые сланцы Кианит-слюдяные сланцы Ставролитовые сланцы Слюдяные сланцы Гранат-слюдяные сланцы	Роговообманковые плагиогнейсы Слюдяные плагиогнейсы Бедные роговообманкой плагиогнейсы Бедные слюдой плагиогнейсы	Цоизитовые амфиболиты Скаполитовые амфиболиты Гранатовые амфиболиты Плагиоклазовые амфиболиты Антофиллититы Гедрититы	Роговообманковые сланцы Актинолитовые сланцы Нефрититы Антофиллитовые и гедритовые сланцы	Щелочные гнейсы	Биотито-плагиоклазовые сланцы Роговообманковые хлоромеланиты	Гнейсо-кварциты Слюдяные кварциты Кварциты	Известково-слюдяные сланцы	Кальцитовые мраморы Доломитовые мраморы	Магнетитовые породы Железослюдистые сланцы (итабириты)	Корундовые породы
Катазона	Биотит-ортоклазовые катагнейсы Бедные биотитом ортоклазовые катагнейсы	Силлиманитовые гнейсы Кордиеритовые гнейсы Катагранатовые гнейсы	Авгитовые плагиогнейсы Роговообманковые плагиогнейсы Биотитовые плагиогнейсы Те же плагиогнейсы, бедные темными минералами	Эклогиты Плагиоклазо-авгитовые породы (эрлановые породы)	Оливиновые породы и сланцы (без граната или с ним) Авгитовые сланцы и породы	Жадеититы	Хлоромеланиты	Гнейсо-кварциты Кварциты	Карбонатные и бескарбонатные авгитовые, гранатовые, везувиановые, скаполитовые породы	Кальцитовые мраморы Доломитовые мраморы	Магнетитовые породы	

Несколько иную классификацию, исходящую из тех же физико-химических предпосылок, предложил Гольдшмидт.

Классификация кристаллических сланцев Гольдшмидта

Классы	Ряд А	Ряд В
	Железисто-магнезиальный	*Железисто-глиноземистый*
	Группы	Группы
I.	а. Андалузит кордиеритовый слюдяной сланец Андалузитовый слюдяной сланец	а. Андалузитовый слюдяной сланец
	б. Андалузит-кордиерит-гранатовый слюдяной сланец Андалузит-гранатовый слюдяной сланец	б. Андалузит-ставролитовый слюдяной сланец
	в. Кордиерит-гранатовый слюдяной сланец Гранатовый слюдяной сланец	в. Ставролитовый слюдяной сланец
	г. Кордиерит-гранат-гиперстеновый слюдяной сланец	
	д. Гранат-гиперстеновый слюдяной сланец	
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 Плагиоклаз-биотитовые сланцы	
IV.	Плагиоклаз-гиперстен-кордиеритовые слюдяные сланцы	
V.	Плагиоклаз-гиперстеновые кристаллические сланцы	
VI.	Плагиоклаз-гиперстен-диопсидовые кристаллические сланцы	
VII.	Плагиоклаз-диопсидовые кристаллические сланцы	
VIII.	Плагиоклаз-гроссуляр-диопсидовые кристаллические сланцы	
IX.	Гроссуляр-диопсидовые кристаллические сланцы Везувиан-гроссуляр-диопсидовые кристаллические сланцы	
X.	Гроссуляр-волластонит-диопсидовые кристаллические сланцы Везувиан-гроссуляр-волластонит-диопсидовые кристаллические сланцы	

В дальнейшем будем придерживаться классификации Грубенмана, 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 этим породам 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 катаортоклазовых гнейсов, вторые — мезоальбитовых и эпиальбитовых гнейсов.

Гнейсы. Главными составными частями кataортоклазовых гнейсов в большинстве случаев являются кварц, полевые шпаты и биотит; иногда в качестве главных составных частей могут присутствовать также пироксены, амфиболы, кордиерит, гранат (табл. XXVI, рис. 5 и 6).

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 обыкновенно слабо выраженная зонарная структура, 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 призмы; 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, титанит, корунд, эпидот, магнетит, титанистый железняк, пирит.

Сложение гнейсов чаще всего ясносланцеватое (табл. XXVII,

рис. 3), иногда тонкосланцеватое; в некоторых случаях сланцеватость может отступать на задний план, и порода приобретает почти массивный характер. Нередко наблюдается полосатое или ленточное сложение (табл. XXVIII, рис. 2, табл. XXIX, рис. 2), которое может переходить в очковое, также чешуйчатое, когда листочки слюды налегают своими краями одни на другие. Размеры отдельных зерен непостоянны; различают гнейсы плотные до крупнозернистых, со всеми промежуточными стадиями, иногда также конгломератные, образованные крупными окатанными гальками различных горных пород, сцементированные гнейсовидным цементом (табл. XXX, рис. 1). Гнейсы местами сложены то в крупные, то в более или менее мелкие складки.

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 полосатых, с ленточным сложением, 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 химического состава с составом глинистых пород (глинистых сланцев), 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, вследствие чего образуются смешанные породы (микстогнейсы или мигматиты) с различным относительным содержанием инъекцированного 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, на Кавказе, в Восточной Сибири и др., чрезвычайно часты в Западной Европе, громадные площади занимают в Финляндии, Скандинавии, Канаде и др.

Анализы катаортоклазовых гнейсов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	76,00	—	13,64	1,96	—	Следы	1,00	2,28	4,12	0,66
2	74 19	—	15,10	0,78	—	0,36	3,35	5,05	1,06	0,46
3	72,34	—	15,05	—	1,22	0,59	1,02	4,42	4,14	0,43
4	70,16	0,67	14,87	0,97	3 17	2,14	2,14	2,22	3,43	0,99
5	71,95	—	14,90	2,32	0,54	0,58	0,87	3,65	4,10	0,93
6	65,85	—	17,12	3,65	2,81	1,47	1,89	3,17	3,74	1,31
7	72,44	0,16	12,31	3,83	0,81	0,27	1 59	3,63	4,31	0,58
8	67,33	0,63	9,67	0,31	5,00	4,31	2,56	2,38	1,94	5,87

Коэфициенты по Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
1	492	52	10	7	31	0,5	0,0
2	395	46	6	19	29	0,1	0,5
3	385	47	10	6	37	0,4	0,5
4	320	40	30	10	20	0,5	0,5
5	378	46	16	5	33	0,4	0,3
6	260	40	30	8	22	0,4	0,3
7	378	38	21	9	32	0,4	0,1
8	295	25	47	12	16	0,3	0,6

1. Среднезернистый серый гнейс. Окрестности Житомира. 2. Малослюдистый гнейс. Чуднов, Волынь. 3. Двуслюдяной гнейс. Таймыр, Сибирь. 4. Слюдяно-гранатовый гнейс южной части Кыштымской дачи. 5. Гнейс. Массив на р. Ангаре, Сибирь. 6. Слюдисто-геллефлинтовый гнейс. Джидинский хребет, Сибирь. 7. Мигматитовый гнейс. Окрестности Кременчуга, УССР. 8. Биотитовый гнейс. Канский район.

Химический состав этих пород, так же как и минералогический, большей частью близок к составу гранитоидов.

В некоторых случаях все эти гнейсы бедны темными минералами, иногда без них; к этой группе ортоклазовых гнейсов относятся такие слабо сланцеватые, частью массивные породы, как гранулиты и геллефлинта.

Гранулиты классически представлены в Саксонии (саксонская гранулитовая область), они же выступают и в других местах — в Баварском Лесу, на о. Цейлоне, также в Финляндии, на Украине в Киевской области (окрестности села Каменки).

Среди гранулитов различают белые гранулиты (вейсштейны) и черные (пироксеновые) гранулиты.

Белые гранулиты обладают гнейсовым характером, почти совершенно лишены слюды, богаты гранатом; часто с ленточным сложением; состоят из мелкозернистого агрегата кварца и полевого шпата с порфиробластами граната, проросшими нередко зернами первых двух минералов. Кроме того в них присутствуют

в виде примесей биотит (обусловливающий переход гранулита в биотитовый ортоклазовый гнейс), турмалин, силлиманит, дистен, корунд, зеленая шпинель.

В пироксеновых гранулитах, окрашенных в темные цвета, наряду с полевыми шпатами присутствуют авгит, диаллаг, часто также гиперстен, в большом количестве гранат. Сложение обыкновенно типичное гнейсовое и полосатое.

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 осадочными (из аркозов). В Швеции геллефлинта находится в тесной связи с гнейсами, среди которых она залегает.

Таблица 52

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	TiO_2
1	75,46	13,45	—	2,22	0,42	0,73	2,46	3,65	1,11	—
2	74,15	14,52	0,85	—	0,39	0,64	3,23	6,55	0,61	—
3	60,47	14,58	—	10,67	3,80	6,75	1,21	2,29	—	—
4	75,24	12,58	0,84	1,72	0,42	1,22	4,84	1,70	0,81	—
5	71,58	13,84	1,54	0,64	0,51	1,52	3,17	5,41	1,65	0,13
6	78,72	12,94	0,98	0,25	0,40	0,09	0,81	4,01	1,60	Следы
7	71,77	11,88	1,45	3,52	1,44	0,85	0,93	4,41	2,46	1,00
8	77,61	12,94	0,84	1,44	1,05	0,39	2,61	2,36	1,06	—

Коэфициенты по Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
1	480	50	15	5	30	0,5	0,3
2	420	48	7	4	41	0,6	0,5
3	183	26	44	22	8	0,6	0,4
4	440	43	16	7	34	0,2	0,2
5	380	43	13	9	35	0,5	0,3
6	630	61	12	1	26	0,8	0,4
7	405	39	35	5	21	0,8	0,4
8	507	49	22	3	26	0,4	0,5

1. Гранулит с небольшим содержанием биотита. Пениг, Саксония. 2. Гранулит без слюды. Остров Оль, Финляндия. 3. Пироксеновый гранулит. Между Танненбергом и Обер-Кроссен, Саксония. 4. Геллефлинта. Швеция. 5. Двуслюдяной ортоклазовый гнейс мезозоны. Симплон. 6. Двуслюдяной (инъекционный) гнейс. Тичино, Италия, мезозона. 7. Серицит-альбитовый гнейс, эпизона. Сен-Готард, Альпы. 8. Серицит-альбитовый гнейс. Н.-Исовский прииск, Урал.

Ряд этих пород характеризуется особенно высоким коэфициентом *al*, сближающим их с породами осадочного происхождения, например двуслюдяный гнейс 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), обусловленной взаимно параллельным расположением слюды, часто вытянутых зерен кварца и полевых шпатов, агрегаты которых иногда образуют линзовидные образования.

В минералогическом отношении характерно присутствие кроме кварца, ортоклаза, микроклина, кислого плагиоклаза (альбит до андезита) и биотита, характерных и для мезозоны, цоизита и эпидота, также мусковита, нередко срастающегося с биотитом.

Среди мезогнейсов имеются также и инъекцированные разности.

В числе этих мезогнейсов имеются мусковитовые гнейсы, обычно резко сланцеватые, богатые мусковитом, образовавшимся за счет ортоклаза катазоны; в них присутствуют как примеси изредка 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 эпизоне все эти породы замещаются серицит-альбитовыми гнейсами, главными составными частями которых являются кварц, альбит, серицит, хлорит; подчиненную роль играет роговая обманка; другие полевые шпаты попадаются в виде остатков; часты цоизит и эпидот. Из второстепенных минералов — апатит, циркон, титанит, далее кианит, гранат, ставролит; структура гомеобластическая и порфиробластическая, бластопорфировая, иногда реликтовая.

Текстура тонкокристаллизационно-сланцеватая, очковая до сланцеватой.

Серицит-альбитовые гнейсы обычно осадочного происхождения; часто развиты среди филлитов, переходят в серицитовые филлиты.

Серицит-ортоклазовые гнейсы эпизоны образуются часто при динамометаморфизме гранитов и сиенитов, обладают резко выраженными катаклазами; дробленый кварц и полевые шпаты растягиваются полосами вместе с серицитовыми полосками; отдельные уцелевшие зерна кварца или полевого шпата окружены изгибающимися вокруг них оболочками других минералов.

Все эти породы тесно связаны с ортоклазовыми породами мезо- и катазоны.

Сланцеватую структуру гнейсов используют для изготовления плит для лестниц, крыш и т. д. Сильно уступают в техническом отношении гранитам. Для постройки мостовых не годятся, за исключением некоторых гнейсов, обладающих параллелепипедальной отдельностью (Карльскрона и др. в Швеции); употребляются как щебень для шоссе, балласта железнодорожного полотна. При резко выраженной сланцеватости разрушается под влиянием процессов замерзания.

Силлиманит-кордиеритовые гнейсы (глинозем-силикатные)

Гнейсы, относящиеся к этой группе, отличаются в химическом отношении значительными колебаниями в содержании SiO_2, от 50 до 75%; в первом случае может выделиться свободный глинозем в виде корунда; обычно имеется избыток SiO_2 в виде кварца; K_2O большей частью преобладает над Na_2O. В довольно большом количестве присутствует MgO и окислы Fe, также с большими колебаниями.

Состав этих гнейсов несравним ни с одной из магматических пород; почти все они представляют собой продукты метаморфизации осадочных пород, богатых глиноземом (глин, глинистых песков), частью мергелистых, в некоторых случаях в большей или меньшей степени инъекцированных.

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 силикатно-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 ситовидная.

От ортоклазовых гнейсов отличаются присутствием значительных количеств граната, силлиманита, кордиерита, характеризующих породу. Простым глазом можно различать сероватый, иногда голубоватый кварц, белый и желтоватый, светло-мясо-красный микроклин, бурый и черный биотит, красный до розового гранат, беловато-синеватый кордиерит, белый с шелковистым отблеском силлиманит. Последний, всегда волокнистый (фибролит), сопровождает кварц, кордиерит, биотит; кордиерит в виде бесцветных изометричных зерен, иногда с плеохроичными оболочками.

Различают три типа этих пород: 1) силлиманитовые гнейсы, 2) кордиеритовые гнейсы 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 инъекцированных разновидностях этих гнейсов может получаться путем пневматолиза:

$$Al_2F_6 + 3H_2O = Al_2O_3 + 6HF.$$

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 встречается среди областей развития кристаллических сланцев (Силезия, Бавария, Норвегия и др.) (табл. XXVII, рис. 1).

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).

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 инъекцированные.

Графитовые гнейсы (табл. XXVII, рис. 3), 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 (район Мариуполя, Кривого Рога, Подолии и других мест), с. Союзного на р. Амуре выше Благовещенска, в окрестностях Нассау в Баварии, на Мадагаскаре и др., представляя ценную породу для извлечения из нее 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), присутствуют 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 — слю-

дяные, 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 плойчатых. 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 копях Урала и Южной Африки, изредка полевыми шпатами и другими. В виде второстепенных минералов могут присутствовать апатит, рутил, турмалин, магнетит и др. (табл. XXVII, рис. 2).

Особенно широко распространены биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные сланцы, выступающие в огромном количестве мест, в особенности там, где имеются 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 Нижнеисетском округе на Урале и др.

В зависимости от присутствия в большом количестве того или иного второстепенного минерала различают слюдяные сланцы: гранатовые, ставролитовые, андалузитовые (Баварский Лес, Силезия, Швеция), кианитовые, крупную роль играющие на юге Урала, где они разрабатываются, на р. Маме (Восточная Сибирь). В некоторых, редких, 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 1-й группы, но отличаются более резко выраженной листоватой структурой. К ним относятся в присутствии альбита гнейсы серицит-альбитовые, богатые глиноземом, гранато-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, бурые 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 в них при-

сутствуют в небольшом количестве иногда довольно крупными порфиробластами гранат, цоизит, ставролит, биотит, реже альбит, андалузит, кордиерит, также и непрозрачные минералы — титанистый железняк, пирит и др. Филлиты сходны со слюдяными сланцами, от которых отличаются главным образом значительно более слабой степенью кристалличности. Наряду с филлитами, представляющими, судя по

Таблица 53

Анализы глинисто-силикатных гнейсов и сланцев

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	57,09	—	27,82	2,80	—	2,46	2,96	2,17	2,61	1,65
2	60,81	—	21,21	2,42	—	0,75	0,70	2,65	9,98	1,00
3	64,44	1,70	18,18	—	6,24	2,98	0,67	0,46	3.19	2,10
4	43,53	1,61	27,90	—	10,80	5,94	3,98	2,94	2,96	0,66
5	56,24	0,82	19,05	5,41	5,23	2,90	2,07	1,88	3,34	3,00
6	62,11	0,91	16,14	2,41	7,52	4,37	0,81	1,86	2,99	1,69
7	57,55	2,03	18,06	5,75	5,26	1,99	1,40	1,55	4,24	1,62
8	45,99	1,70	24,52	8,05	3,34	3,06	2,75	1,11	6,01	3,51
9	62,06	0,94	17,62	4,33	3,00	1,83	1,11	3,11	3,42	2,72
10	56,88	1,16	21,45	1,78	4,59	2,16	1,47	1,64	3,87	5,08
11	66,65	—	17,46	3,57	2,78	1,36	0,35	0,49	3,47	2,93
12	69,00	—	21,36	0,53	—	0,55	0,15	0,40	2,20	6,00

Коэфициенты по Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
1	192	56	20	11	13	0,4	0,6
2	236	50	11	3	36	0,7	0,4
3	273	45	42	3	10	0,8	0,5
4	100	38	41	10	11	0,4	0,5
5	190	37	43	7	13	0,5	0,3
6	216	33	51	3	13	0,5	0,4
7	205	38	42	5	15	0,6	0,3
8	132	40	38	8	14	0,8	0,3
9	246	41	34	5	20	0,4	0,3
10	215	47	32	6	15	0,6	0,4
11	325	50	35	2	13	0,8	0,3
12	438	80	8	1	11	0,8	0,7

1. Слюдяной гранатовый гнейс. Чуднов, Житомирская область (0,06% C). 2. Красный почти массивный гнейс. Окрестности Житомира. 3. Кордиеритовый гнейс, Саксония; *по составу близок к глинистому сланцу.* 4. Силлиманит-гранатовый гнейс. Мурманск. 5. Гранатовый гнейс. Река Ханем, Северный Урал; образовался из глинистого сланца. 6. Слюдяной гранатовый гнейс. Кыштым, Урал. 7. Гранат-слюдяной сланец. Тичино, Италия, из мезозоны. 8. Мезогранатовый гнейс. Швейцария, Альпы. 9. Богатый глиноземом серицит-альбитовый гнейс. Альпы, Валлис. 10. Серицитовый филлит. Симплон, Альпы. 11. Хлорит-серицитовый сланец. Исовский район, Урал. 12. Глинистый тальково-серицитовый сланец. Там же.

их составу, первые стадии перекристаллизации глинистых сланцев и близких к ним пород, встречаются и филлиты изверженного 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.

В химическом отношении бросается в глаза большое значение коэфициентов *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 относят 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 цизитом и эпидотом, часть биотита — мусковитом, авгит — роговой обманкой, графит — графитоидом; в эпизоне полевые шпаты полностью замещаемы альбитом, цизитом, эпидотом, серицитом, магнезитом, железистые минералы — хлоритом. В химическом отношении отличаются значительными колебаниями SiO_2 (55—75%), меньшим количеством щелочей, полностью насыщающих Al_2O_3, преобладанием Na_2O над K_2O, уменьшением суммы щелочей сравнительно с CaO, возрастающим сравнительно с предыдущими группами. Несколько увеличивается содержание MgO и FeO.

В химическом отношении 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 породах катазоны, где она может быть сланцеватой, в остальных 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 бластогранитные, в эпизоне — тонко-, грано- 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, 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, авгит-плагиоклазовые гнейсы, также иногда массивные, тонко- 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; авгитово-плагиоклазовые гнейсы в этой зоне отсутствуют. Биотитовые и роговообманковые гнейсы мезозоны обычно с ясно выраженным кристаллизационно-сланцеватым строением; 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, эпидот альбитовыми гнейсами и эпидотовыми филлитами, в последних альбит отсутствует, часто присутствуют эпидот, кальцит, иногда гранат.

Таблица 54

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
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

Коэфициенты по 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	48	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 гнейс (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. Исовский район. Урал. 9. Роговообманковый гнейс. Канский район.

Сравнительные величины коэфициентов Нитли 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, омфацит, 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 присутствуют мусковит и парагонит. В эпизоне плагиоклаз замещен альбитом и цоизитом, присутствует роговая обманка, также глаукофан и хлорит; среди второстепенных составных частей кроме кварца присутствуют серицит, карбонаты, тальк, хлоритоиды, серпентин, иногда турмалин.

В химическом отношении отличаются сравнительно небольшим содержанием SiO_2 (45—60%); содержание K_2O незначительное; сильно возрастает содержание CaO. После соединения со щелочами избыток Al_2O_3 соединяется не только с Ca, но и с Fe, и тем самым увеличивается содержание темных минералов. В общем уменьшается содержание щелочей, возрастает сумма 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 полосатая текстура, вызванная катаклазами.

Структура в катазоне гомеобластическая, гранобластическая, иногда порфиробластическая, в мезозоне — гомеобластическая (гранобластическая до нематобластической), диабластическая различных видов, пойкилобластическая, часто келифитовая. В эпизоне тонкогранобластическая, лепидобластическая, нематобластическая, пойкилобластическая, редко порфиробластическая. Часты реликтовые и катакластические структуры.

В отношении химических свойств эти породы очень близко стоят к породам габбровой и основной диоритовой магмы. Породы этой группы образуются частью из магматических пород основной диоритовой или габбровой магм, как глубинных и излившихся, так и полуглубинных, например, диабазов, также и из их туфов. В других случаях образовываются также и из осадочных пород, главным образом доломитовых глинистых мергелей. Имеются также и смешанные породы (инъекцированные).

Породы катазоны представлены так называемыми плагио-

клаз-авгитовыми породами и эклогитами; отличаются содержанием основного плагиоклаза, обладающего обычными в кристаллических сланцах аллотриоморфными очертаниями. Плагиоклаз-авгитовые породы, называемые также эрлановыми, встречаются в ограниченном количестве, образуя плотные до зернистых черные, серые и зеленовато-серые породы, состоящие главным образом из плагиоклаза и серо-зеленого авгита, под микроскопом бесцветного; авгит временами замещен диаллагом или салитом, также геденбергитом, иногда присутствует также роговая обманка; в таком случае порода переходит в авгитовый амфиболит; текстура обычно массивная; образуют обыкновенно залежи среди гнейсов, тесно связаны с эклогитами и амфиболитами (Шварцвальд).

Габбро-пироксениты Кольского полуострова иногда дают начало, в результате процессов метаморфизации, своеобразным породам, которые Федоров назвал которанскитами; они состоят из граната, амфибола и полевого шпата с остатками диаллага, с резко выраженной полосатой структурой; чередуются полосы плагиоклазовые и амфиболовые с тонким зернистым сложением. В некоторых которанскитах присутствует также и антофиллит.

Эклогитами называются крупно- до среднезернистых породы, обычно массивные, состоящие из омфацита и красного граната.

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 сиаловой оболочкой земли и образуются под влиянием поднятия мигматитового фронта, т. е. повышением температуры в синклиналях. 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 мезозоне присутствуют представители этой группы, которые носят название амфиболитов; в зависимости от их состава различают плагиоклазовые амфиболиты, антофиллититы, гедрититы, гранатовые, цоизитовые и скаполитовые амфиболиты (табл. XXVII, рис. 4, 5 и 6).

Плагиоклазовые амфиболиты (табл. XXVII, рис. 5) черно-зеленые, серо-зеленые, иногда светлоокрашенные, крупно- до мелкозернистых пород, с ясно выраженной сланцеватой структу-

рой; главными минералами являются только основные плагиоклазы и из темных минералов обыкновенные роговая обманка, иногда гедрит или антофиллит (гедрититы, антофиллититы).

Для них часто характерна габброидная структура благодаря одинаковому идиоморфизму плагиоклаза и амфибола.

С этими плагиоклазовыми амфиболитами тесно связаны гранатовые амфиболиты, отличающиеся довольно значительными колебаниями в структуре; гранат иногда переходит в уралит и плагиоклаз с образованием келифитовых оболочек вокруг гранатовых зерен; нередки диабластические 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 юных пород Урала.

При значительном замещении плагиоклазов минералами группы эпидота или скаполитами получаются цоизитовые и скаполитовые амфиболиты, последние часто контактного происхождения.

В эпизоне аналогичные породы представлены альбитовыми амфиболитами (табл. XXVII, рис. 6), в зависимости от большего или меньшего содержания эпидота или хлорита называемыми иногда также эпидот-альбитовыми или хлорит-альбитовыми амфиболитами, далее 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 соссюритизированными плагиоклазами, соссюритовые габбро, в которых сланцеватая структура менее резко выражена.

Таблица 55

Анализы группы эклогитов и амфиболитов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
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	5,74	4,50	2,62	0,60	2,14
5	43,83	1,97	12,66	13 16	9,15	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	13,34	5,19	9,92	6,45	6,43	2,98	0,50	1,63
8	44,92	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	—

Коэфициенты по Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
1	92	22	45	26	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. Эклогит, Зульцталь, Тироль. 2. Амфиболит. Окрестности Корсуни, Киевская Обл. 3. Сланцеватый амфиболит. Река Ангара, Восточная Сибирь. 4. Амфиболит с отчасти сохранившейся диабазовой структурой. Там же. 5. Гранатовый амфиболит. Река Ханем, Северный Урал. 6. Эпидотовый амфиболит. Там же. 7. Альбитовый амфиболит. Там же. 8. Эпидот-хлоритовый сланец. Альпы. 9. Плагиоклазовый амфиболит. Исовский район, Урал. 10. Эклогит (авгит-гранат-плагиоклазовая порода). Бисертская дача, Урал. 11. Которанскит. Белое море, Которанская наволока. 12. Роговообманковый сланец. Халиловский район.

Коэфициенты по 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 (оливин, пироксены, гранаты), частью гидроксильные (амфиболы, хлориты, тальки, серпентин).

В химическом отношении породы этой группы отличаются очень малым содержанием как SiO_2, всего 30—52 молекулярных процентов, так и K_2O, незначительной общей суммы щелочей, колеблющимися количествами CaO и Al_2O_3, значительным содержанием MgO и окислов железа.

Породы такого состава образуются по преимуществу из перидотит-пироксенитовых магматических пород, с другой стороны сближаются с богатыми окислами магния и железа глинистыми осадочными породами, с которыми связано происхождение сравнительно незначительной части их.

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 отли-

чаются условиями залегания и до известной степени также своим петропарагенезом.

В мезозоне оливин и пироксены заменяются главным образом различными амфиболами — обыкновенной роговой обманкой, актинолитом, грюнеритом, иногда гедритом и антофиллитом. Присутствует 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 выраженная сланцеватая; 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 породами этой группы являются 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, шпинели, 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; окрашены в различные тона зеленого цвета, редко обогащаются гранатом; обычно обладают резко выраженной гранобластической или нематобластической структурой. Близкие к ним нефриты массивны, спутанноволокнистого строения, состоят из тончайших иголочек и волокон актинолита (Центральная Азия, Восточная Сибирь, Новая Зеландия). Актинолитовые сланцы нередки в Альпах, местами они тесно связаны с доломитами и обладают в таком случае осадочным происхождением. К этой же группе относятся антофиллитовые сланцы и гедритовые сланцы, 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 сланцы, тальковые сланцы и серпентиновые (антигоритовые) сланцы.

Хлоритовые сланцы — 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 цоизиты, эпидот, серпентин, карбонаты. Образовались большею 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. На Урале эти породы 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 подверглись 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; обладают особенно малой твердостью, 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 ряде других мест СССР.

К тальковым породам принадлежат также сланцеватые и массивные лиственниты, состоящие из талька и магнезита с примесью зерен кварца (Миасс, Березовск, Н. Тагил и др.).

Серпентиниты образуются главным образом из оливиновых, частью пироксеновых и амфиболовых пород в виде то антигорита, то хризотила. Наряду с серпентином в них можем присутствовать гранат (пироп), окруженный келифитовой оболочкой.

Таблица 56

Анализы горных пород группы оливиновых и авгитовых пород — хлоритовых и тальковых сланцев

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
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	28 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	28,66	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	Нет	2,62	1,46	2,39	27,64	0,20	Нет	0,02	30,56

Коэфициенты по Ниггли

	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 в Альпах. 3. Актинолитовый сланец. Беллинзона, Альпы. 4. Хлоритовый сланец осадочного происхождения. Чиавенна, Альпы. 5. Хлоритовый сланец. Тироль, Альпы. 6. Горшечный камень. Карелия, Листе-губа. 7. Лиственит. Сугурские горы, Урал. Cr_2O_3 0,30%, NiO 0,11%.

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 их от 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 характеру своего химизма порода 1 и 6 соответствует ортавгитовой (перидотитовой) магме, но при совершенно ином минералогическом составе, чем тот, который соответствует перидотиту.

Жадеитовые породы

Группа жадеитовых пород отличается значительным содержанием щелочей; Na_2O преобладает над K_2O, щелочи связаны частью с глиноземом в молекуле $NaAlSiO_4$ или $KAlSiO_4$, частью же с железом в молекуле $NaFeSiO_4$. Содержание кремнекислоты 60—70 молекулярных процентов. Обычно CaO, MgO и FeO отступают на задний план.

Породы близки к породам нефелиново-сиенитовой магмы, из которых многие из них образовались. Часть их тесно связана с осадочными породами, обогащенными в период метаморфизма щелочами, в первую очередь Na_2O.

В катазоне представителем этих пород является жадеитит, встречающийся редко (Бирма, Куэнь-Лунь, в восточном Туркестане), состоит почти исключительно из жадеита.

В мезозоне ему соответствуют разнообразные мезощелочные гнейсы, отличающиеся содержанием ортоклаза, микроклина, альбита, олигоклаз-альбита, нефелина; из темных минералов часто присутствует рибекит, арфведсонитовые 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 от-

носятся нефелино-сиенитовые гнейсы Севадаеса в Португалии, различные рибекитовые гнейсы района Кривого Рога по р. Желтой и др.

К эпищелочным гнейсам 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, полосатые. К ним относятся глаукофан-ортоклазовые гнейсы; некоторые глаукофановые гнейсы тесно связаны с порфировыми жилами натровосиенитовых порфиров.

Таблица 57

Анализы пород группы жадеититов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
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	1,96	2,11
5	67,53	0,07	18,57	1,13	0,08	0,26	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

Коэфициенты по Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
1	200	51	2	2	45	0	—
2	210	44	9	2	45	0,2	0,1
3	450	40	18	3	39	0,3	0 2
4	196	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. В. Бирма. 2. Эгирино-нефелиновый гнейс. Севадаес, Португалия. 3. Рибекитовый гнейс. Земмеринг. 4. Эпищелочной гнейс (аркоз). Калифорния, Сан-Франциско. 5. Щелочной гнейс с глаукофаном. Там же. 6. Арфведсонито-эгириновый гнейс. Канский район.

По своему химическому составу эти породы близки к щелочным магматическим породам, отличаясь от них иногда аплитовым характером (1 и 4), в общем близки к породам магм, частью щелочным гранитовым, частью нефелин-сиенитовым и другим.

Хлоро-меланитовые породы

К этой группе принадлежит группа горных пород малого геологического значения. Отличаются они малым содержанием кремнекислоты (аналогично IV группе), всего 45—50%; содержание Na_2O и K_2O почти одинаково. Отличается от всех остальных групп большим содержанием одновременно как щелочей, так и FeO и MgO.

Глинозема настолько мало, что он не насыщает полностью ни щелочей, ни CaO. Породы близки по составу к породам тералитовой магмы, частью также к некоторым лампрофировым породам (минетте и керсантиты). К ним относятся некоторые осадочные породы, особенно богатые окислами железа, заменяющими глинозем, также и щелочами.

В катазоне эти породы представлены хлоро-меланититами, состоящими главным образом из хлоромеланита, т. е. жадеита $Na_2AlSi_2O_6$ с изоморфной примесью железистого авгита, из граната, цоизита (марганцовые месторождения Пьемонта в Италии).

В мезозоне их заменяют роговообманковые хлоромеланититы и биотит-плагиоклазовые сланцы; последние состоят из биотита и альбита, часто с роговой обманкой, обычно с эпидотом и цоизитом. Играют второстепенную роль; образовались главным образом из лампрофировых жильных пород (минетте, керсантиты), также возможно щелочных пород.

В эпизоне их замещают серицитовые глаукофан-альбитовые сланцы и хлоритовые глаукофан-альбитовые сланцы. Развиты в Альпах.

Таблица 58

Анализы пород группы хлоромеланититов

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
1	55,11	0,36	13,49	10,09	1,52	2,54	5,05	11 42	0,37	0,24
2	45,35	4,07	15,63	4,43	6,73	5,43	6,73	3,87	4,67	3,01
3	45,96	4,68	12,77	6,00	8,14	4,87	5,99	6,06	0,98	3,42

Коэфициенты по Ниггли

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
1	146	21	34	15	30	0	0,3
2	113	23	42	18	17	0,4	0,5
3	118	19	48	16	17	0,1	0,4

1. Хлоромеланитит. Альпы. 2. Биотит-плагиоклазовый сланец. Симплон, Альпы. 3. Хлорит-глаукофан-альбитовый сланец. Альпы.

Судя по величине коэфициентов Ниггли, породы 2 и 3 близки к составу производных натро-габброидной магмы (см. стр. 74), хлоро-меланитит — к натрово-сиенитовой.

Кварцитовые породы

Кварцитовые породы охватывают породы, особенно богатые кремнекислотой и, следовательно, кварцем. Главной составной частью их является кварц, к которому присоединяются в катазоне подчиненные количества ортоклаза, кислого плагиоклаза и биотита — гнейсовые кварциты, иногда переходящие в рого-

вообманковые гнейсо-кварциты или авгитовые гнейсо-кварциты. Развиты совместно с гнейсами в Финляндии, в ряде мест Украины и др.

В мезозоне наряду с предыдущими минералами присутствует также мусковит; среди них имеются мезо-гнейсо-кварциты, слюдяные кварциты без полевых шпатов, также обычно осадочного происхождения. При сильном преобладании кварца они переходят в кварциты. Текстура часто полосчатая, сланцеватая, структура гранобластическая, иногда слабо лепидобластическая, порфиробластическая (табл. XXXI, рис. 4).

В эпизоне — серицитовые кварциты, в которых серицит часто сопровождается также и хлоритом.

Все разновидности этой группы широко распространены в докембрие Украины, Финляндии, в ряде областей развития метаморфических образований.

Большой теоретически-практический интерес вызывают к себе вторичные кварциты, (табл. XXXI, рис. 5, 6), как содержащие нередко рудные тела, в частности в районе Коунрада в Казахстане ценнейшие месторождения меди. Судя по Наковнику (1937), вторичные кварциты Казахстана образовались главным образом за счет гипергенных (действие богатых летучими гранит-порфировых масс) преобразований в одних случаях кварцевых альбитофиров (эффузивных порфиров) с сохраняющимися в них иногда следами флюидальной, эвтакситовой, 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 разнообразных количествах различных других минералов. Всегда в этих породах, кроме кварца, присутствует серицит; во вторичных кварцитах, образовавшихся из полевошпатовых пород, присутствуют андалузит, корунд, дюмортиерит, алунит, диаспор, топаз и ряд других минералов. Переход ортоклаза в серицит, по Наковнику, сопровождается выделением свободной кремнекислоты в виде кварца; и, следовательно, кремнекислота может и не поступать из магматических пород, вызывающих выщелачивание и перегруппировку остальных составных частей первичных пород. Количество кремнекислоты возрастает на 4%, в то время как содержание кварца — 200—250%.

Переход ортоклаза в серицит происходит по следующему уравнению:

$$3KAlSi_3O_8 + H_2O \rightarrow H_2KAl_3Si_3O_{12} + K_2SiO_3 + 5SiO_2;$$

кремнекислота не привнесена магматическими растворами, но переотложена. Переход ортоклаза в корунд и андалузит идет следующим путем:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{2KAlSi_3O_8} \rightarrow \underset{\text{корунд}}{Al_2O_3} + K_2SiO_3 + 5SiO_2$$

$$\underset{\text{ортоклаз}}{2KAlSi_3O_8} + H_2O \rightarrow \underset{\text{андалузит}}{Al_2SiO_5} + K_2SiO_3 + 4SiO_2 + H_2O$$

Так как образованию корунда предшествует образование андалузита, возможна следующая связь их друг с другом:

$$\underset{\text{андалузит}}{Al_2SiO_5} \rightarrow \underset{\text{корунд}}{Al_2O_3} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2}$$

При изменении пород сильно увеличивается их пористость от 1,5% у свежих гранодиоритпорфиритов до 7,47—14% у вторичных кварцитов. Одновременно уменьшается сумма $Fe_2O_3 + FeO$ в два раза, MgO в два раза, CaO в шесть раз, Na_2O и MgO практически выносятся почти полностью. K_2O увеличивается почти в два раза, в пять раз — содержание серы. Средний состав кварцитов, образующихся за счет магматических пород, следующий:

	Из гранодиорита	*Из альбитофира*
Кварц	52%	68%
Серицит	42%	23,3%
Андалузит	—	6,3%
Турмалин	4%	—
Пирит	1,6%	2%
Халькопирит	0,4%	0,4%

Таблица 59

Анализы кварцитовых пород и скаполитового гнейса

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
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	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	2,96	3,77
12	75,64	0,10	13,25	0,63	1,06	0,85	0,58	„	2,80	2,03

Коэфициенты по 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	1 390	45	29	6	20	0,8	0,4
4	550	43	30	11	16	0,2	0,3
5	1 380	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. Гнейсокварцит катазоны. Финляндия. Энаре. 2. Слюдяной кварцит (лептит), Маури, Финляндия. 3. Серицитовый кварцит. Альпы. 4. Кварцито-

видный гнейс. Река Ханем, Северный Урал. 5. Углистый серицит-кварцитовый сланец. Исовский район, Урал. 6. Скаполитовый гнейс. Кандалакша. 7. Средний из 5 анализов кварцевых альбитофиров (кварцевых эффузивных порфиров) Казахской степи. 8. Слабо измененный кварцевый сферолитовый альбитофир. 9. Серицито-андалузитовый вторичный кварцит. Из скважины 99 м глубины. Там же. 10. Среднее трех анализов гранодиорит-порфиритов и кварц-диорит-порфиритов Коунрада. 11. Серицитовый вторичный кварцит из гранит-порфира без жилок. Там же. 12. То же с жилками кварца. Там же.

Известково-силикатные породы

В химическом отношении характеризуются крупными колебаниями содержания кремнекислоты, от 35 до 65 молекулярных процентов. Щелочей очень мало, глинозема тоже. Часто щелочи почти совершенно отсутствуют. Преобладающую роль играет CaO; избыток CaO идет на образование магнезиально-железистых минералов. Колебания относительных количеств MgO и FeO значительны.

Состав не соответствует ни одной из известных магматических пород. Представляют собой продукты преобразования исключительно осадочных пород, именно известково-кремнистых и мергелистых пород, в которых часто CO_2 замещается 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). Образуют то, что носит название скарна; часто связаны с образованием рудных месторождений (Урал, Дашкесан и др.). Среди них различаются два типа — без карбонатов и с карбонатами.

К первой группе принадлежит большое число разнообразных минеральных ассоциаций, по преобладанию того или иного из минералов — авгитовые, скаполитовые, ката-гранатовые, ката-везувиановые и другие породы.

Карбонатные типы отличаются от первых тем, что промежутки 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. К этой группе относятся породы гранатовые, иногда отличающиеся значительной сланцеватостью. Имеются также породы, состав которых отличается большим содержанием то кальцита и слюды, особенно флогопита, то граната, ставролита, эпидота, цоизита, иногда также плагиоклаза. С этими породами тесно связаны известково-слюдистые сланцы, главными составными частями которых является наряду с кальцитом светлая слюда и кварц.

Породы эпизоны 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.

Мраморы

Мраморы являются продуктами перекристаллизации известняков. Редко являются совершенно чистыми без примесей, как например некоторые разновидности белых уральских мраморов, каррарского мрамора в Италии, пентеликонского в Греции; обычно содержат разнообразные примеси, различные в зависимости от зоны образования мрамора.

В ката-мраморах присутствуют, кроме ортоклаза, все плагиоклазы, пироксены, скаполиты; в мезозоне появляются эпидоты, цоизит; тремолит, актинолит и другие амфиболы замещают пироксены; в эпизоне — 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 одинаковых размеров с сильно извилистыми очертаниями зерен кальцита (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 большим содержанием $CaCO_3$ присутствуют небольшие количества кремнезема, глинозема и щелочей, которые в особенно больших количествах присутствуют в богатых силикатами мраморах.

Таблица 60

Химический состав мраморов

	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Нерастворимый остаток	CaO	MgO	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. Дюльмяки. Карелия.

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 бл. Сердоболя, на Урале Коелгинское (70 *км* от Челябинска), Прохоро-Баландинское (26 *км* от Челябинска), в Шишимских горах и др. Мраморы, окрашенные в различные, иногда чрезвычайно красивые цвета,

встречаются в большом числе месторождений 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, так например на Алтае, где находятся разнообразные и превосходные мраморы.

К числу разновидностей мраморов относится чисто белый с слабо желтоватым оттенком статуйный мрамор (Каррара, Пентеликон), чиполлино — 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 или амфиболов.

Сопротивление сжатию в мраморах достигает 800—1500 *кг/см²*, в зависимости от структуры их.

Магнетитовые породы

Отличаются составом главным образом из магнетита во всех зонах; в эпизоне видную роль играют также гематит и железная слюдка. Обычно присутствует кварц (в большом количестве — в железистых кварцитах, Кривой Рог, район Курской магнитной аномалии), также разнообразные 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 — эпидот, хлорит, тальк, серпентин, гранат, кальцит.

К этой группе относятся: магнетитовые породы разных зон, железные кварциты, железо-слюдяные кварциты (итабириты), магнетитовые породы широко развиты в Кривом Роге, районе Курской магнитной аномалии и др.; образованы путем перекристаллизации первично-осадочных отложений железных руд (сидеритов, оолитов, озерных руд и т. д.). В ряде случаев могут быть магматического происхождения (руды гор Благодати, Высокой, Магнитной и др. на Урале, Дашкесана и т. д.), обычно тесно связанные с известково-силикатными породами.

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*; кварцевые прослойки в них лишены кристалликов магнетита и гематита и поэтому окрашены в беловатый или серовато-буроватый цвет, в то время как в джеспилитах кварцевые прослойки не более 2 *мм* толщины и содержат кристаллики магнетита или гематита; благодаря этому джеспилиты обладают однообразной окраской и напоминают яшму, откуда и получили свое название.

Глиноземистые породы (наждачные)

В химическом отношении отличаются преобладанием свободной Al_2O_3; одновременно присутствует большее или меньшее коли-

чество Fe_2O_3. Состав соответствует бокситам, из которых они и образованы. На о. Наксосе они образованы 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 полосатой; структура гранобластическая, пойкилобластическая. К числу типичных месторождений хрупких слюд совместно с корундами принадлежат в СССР месторождения его около Кыштыма, также в районе Семиз-Бугу в Казахстане.

Таблица 61

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Потери при прокаливании
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. Хлоритоидный наждак. Приуртяшский район. Урал. 2. Средний состав корундовых пород Семиз-Бугу, Казахстан. 3. Наждак. Остров Наксос, Греция. 4. Корундовая порода, Индия.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Полезные ископаемые, играющие основную роль в развитии человечества, тесно связаны 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 металлическим относятся те, из которых обычно теми или иными металлургическими процессами получается металл (руды железа, меди, цинка, серебра и т. д.). Ко вторым — такие, которые служат для использования их в непереработанном виде или в виде новых химических соединений, которые из них получаются — 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 для использования его и без извлечения последнего; 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 неметалли-

ческого 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 для замены платины, 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 и типами горных пород, в которых они находятся, и прежде всего пород магматических, наиболее активных агентов в деле концентрации рассеянных элементов; они вызывают скопления их в отдельных участках земной коры в настолько большом количестве, что они могут экономически выгодно добываться для их использования.

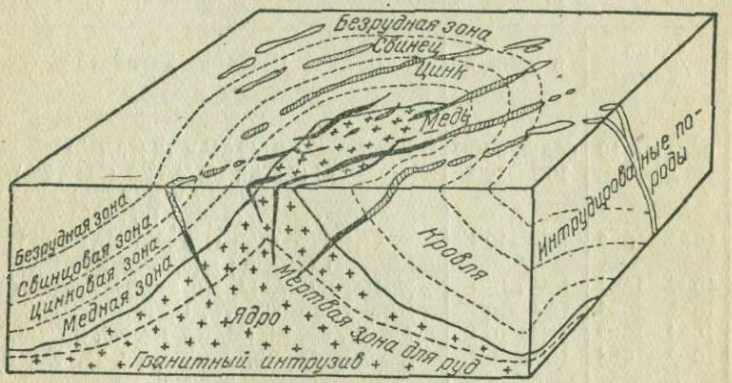


Рис. 32. Зональное распределение рудных концентраций около массива магматических пород.

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 в деле концентрации металлических и неметаллических полезных ископаемых, настолько же велика на поверхности земли роль организмов, в ряде случаев микроорганизмов (например в деле концентрации $CaCO_3$, фосфора, железа, марганца и др.).

Как концентрация элементов и их соединений, так и процесс их рассеяния протекали 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 колоссальной рассеянности ряда имеющих важнейшее значение для современной техники металлов идут процессы, ведущие к концентрации их в ряде мест в земной коре в количествах, где они присутствуют не только в сотых или десятых процентов, но и

в единицах и десятках, например цинк из V декады, Hg из VI декады, Sb из VII декады и т. д. Чрезвычайная рассеянность элементов ведет к тому, что техника принимает меры к использованию металлов и металлоидов, входящих в состав не этих высоких чисел декад, которые, хотя и присутствуют в огромных количествах в земной коре, но слишком рассеяны в ней, но тех, которые присутствуют в значительно большем процентном отношении; к числу таких принадлежат главным образом элементы в I и II декадах (Al, Fe, Mg и др.).

Таблица 62

Таблица декад по весу химических элементов в земной коре по акад. В. И. Вернадскому (1934 г.)

Вес земной коры мощностью максимум в 20 *км* $3{,}25 \times 10^{19}$ *т*

Декады	% по весу	в тоннах	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, Br, Cu, F
V	10^{-3}—10^{-2}	10^{14}—10^{15}	Be, J, Sn, Co, Th, U,Zn, Pb, Mo, Rb, Ce
VI	10^{-4}—10^{-3}	10^{13}—10^{14}	Ar, W, Cs, 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, Tu, 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

Из описания горных пород, изложенного выше, и из тех физико-химических процессов, которые ведут к образованию этих пород, можно притти к трем основным схемам.

I. Цикл охлаждения магмы (магматического бассейна). Процессы идут при высоких температурах, обычно выше 800°, иногда и несколько ниже, при разнообразных давлениях — то на глубинах при давлении в тысячи атмосфер (3 000—5 000 *ат*), то на малых глубинах, при давлении 10—0 *ат*, когда магма выливается в виде лавы на поверхность земли, и промежуточных.

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, идут новые процессы концентрации тех или иных элементов; процесс меняется в зависимости от содержания воды в атмосфере, температуры, от количества солей в воде, подвижных и неподвижных бассейнов на поверхности земли или подземных вод. При этом органическое вещество играет огромную роль, меняющуюся от

условий климатических (крупные выделения $CaCO_3$ в тропических и субтропических частях океанов, большие выделения SiO_2 в частях водных бассейнов, располагающихся ближе к полюсам).

III. Цикл метаморфический. Этот цикл связан с преобразованием горных пород, полезных ископаемых и их скоплений, образовавшихся в I и II циклах; одновременно это ведет к накоплению в этих же породах новых веществ, главным образом в результате действия процессов I цикла — так называемых эпимагматических (пегматитовых, невматолитических, гидротермальных).

В связи с этими тремя циклами идет и процесс концентрации тех или иных элементов и их соединений.

1. Цикл магматический. В процессе диференциации магмы получаются два типа магм — 1) гранитные (кислые) и 2) габброидно-базальтовые (основные). Диференциация такого рода сопровождается диференциацией элементов, рассеянных в магме в ничтожных количествах, одновременно идет концентрация минерализаторов в гранитных магмах и уменьшение содержания их в магмах базальтовых.

Гранитные магмы, получившиеся как продукт процессов диференциации первичной магмы, скопляют в себе значительное количество минерализаторов, что вполне естественно в связи с малым удельным весом кислых магм и занятием ими обычно более высоких горизонтов в земной коре. Одновременно минерализаторы, дающие ряд легко подвижных соединений (например галоидных) с различными металлами, облегчают передвижение последних в места скопления кислых магм, в особенности в места, где в наибольшем количестве скопляются минерализаторы, среди которых H_2O играет видную роль.

В результате происходит своего рода диференциация 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 обычно присутствие их несвойственно).

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, образующих 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.).

Преимущественное распределение элементов по отдельным группам магм связано также и с различным типом нахождения их соединений, которые они обычно образуют в тесной зависимости от различного типа проявлений деятельности минерализаторов и ха-

рактера тех соединений, в которых они присутствуют в охлаждающей магме.

В основных магмах при малом количестве минерализаторов идут процессы концентрации тяжелых металлов обычно там, где концентрируются при дальнейшей дифференциации магмы габброидно-базальтовые. 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 шлиры различной величины и, обычно, крайне неправильной формы, реже выходят за пределы самой магмы, на большие расстояния от нее; 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 выделяясь в трещинах кристаллизующихся магм, в виде пневматолитовых образований. Большей же частью легкоподвижные части магмы удаляются на более или менее значительные расстояния от магматического бассейна; они образуют в трещинах в местах, непосредственно прилегающих к магме, пневматолитические месторождения, а в местах, где трещины отсутствуют, путем пропитывания окружающих пород — контактно-метаморфические месторождения; кроме того выполняют трещины в более отдаленных от магмы местах, при температуре ниже 375° образуя гидротермальные месторождения; среди последних можно различать: 1) жильные — в случае выполнения трещин и 2) метасоматические — в случае выполнения пустот в более легко растворимых, по преимуществу карбонатных породах при их выщелачивании горячими водными растворами и отложении из последних тех или иных полезных ископаемых.

В связи с этим рисуется такая классификация полезных ископаемых, как металлических, так и неметаллических:

I. Магматические месторождения полезных ископаемых

А. Связанные с магматическими породами

1) Рассеянные в дифференцированной магме (кристаллизационные дифференциаты).
2) Дифференцированные и концентрированные в самой магме (продукты ликвации).
3) Пегматитовые.

II. Эпимагматические (связанные с магмой и процессами ее охлаждения)

1) Инъекцированные (отпрессованные дифференциаты).
2) Контактно-метаморфические.
3) Пневматолитические (температура 700—375°).
4) Гидротермальные (температура ниже 375°).

Среди последних различают в зависимости от глубины образования их три группы:

а) гипотермальные (375—300°);
б) мезотермальные (300—200°);
в) эпитермальные (ниже 200°).

III. Б. Связанные с излившимися породами

а) образования внутримагматической стадии,
б) вулканически — газовые образования,
в) экструзивные гидротермальные образования:
1) экструзивная золото-серебряная формация,
2) экструзивные свинцово-цинково-медные формации,
3) экструзивные ртутно-сурьмяные формации,
г) смешанные экструзивно-осадочные образования.

IV. Осадочные

1) Первичные.
2) Россыпи.

V. Метаморфические

Магматические рассеянные месторождения в основных породах. Для них характерны месторождения платины и элементов платиновой группы (Os, Ir, Pd и др.). В ряде мест на Урале, в Южной Африке находим месторождения платины и элементов ее группы, рассеянные в виде мелких, часто скелетных кристаллов в основных и ультраосновных породах (на Урале в дунитах с содержанием платины около 22 *г* на 1 *т*, в районе Бушфельда в Южной Африке в норитах, в Линденбурге в Южной Африке в дунитах).

Алмаз присутствует исключительно в ультраосновных породах и их туфах: в кимберлитах Южной Африки и Арканзаса в США, в серпентинитах Бразилии, в перидотитах Тасмании; отсюда следует и направление, которое должны иметь поиски алмазов на Урале.

В результате автометаморфизма в тех же ультраосновных породах при их серпентинизации происходит образование ценнейшего полезного ископаемого — асбеста, как например в районе Баженовского месторождения на Урале, в Канаде, Южной Африке и др.

Полезные ископаемые, дифференцированные и концентрированные в основной магме. В ряде случаев в основных и ультраосновных породах происходит концентрация: 1) сернистых и 2) окисных соединений.

Сернистые соединения, концентрирующиеся в крупнейших массах в основных и ультраосновных породах, принадлежат пирротину, используемому частью в качестве полировального материала, главным же образом в связи с содержанием в нем никеля; к числу крупнейших месторождений такого колчедана, содержащего никель и одновременно небольшие количества платины,

кобальта, меди и др., относится район Седбери в Канаде с его лополитом норитовых пород, далее никелистые магнитные колчеданы Норвегии и Монча-Тундры в СССР. Очень часто в связи с интрузиями габбро-норитовых магм наблюдается концентрация в ней в качестве первичных выделений в виде шлиров медного колчедана, обычно вместе с пиритом, содержащего медь с никелем и кобальтом. Характерно, что чистые выделения, образованные магнитным колчеданом, медным колчеданом, пестрой медной рудой, наиболее часто концентрируются в габбро-норитовых породах, не содержащих оливина, иногда также в диоритах.

Окисные соединения, тесно связанные с основными породами, в которых они также образуют шлиры, представлены хромистым железняком, широко распространенным в Среднем и Южном Урале (около Свердловска, около Халилова и др.), также по р. Лабе на Северном Кавказе и 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.

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), медных руд на Урале. Однако можно думать, что уральские месторождения скорее связаны с магмами, содержащими в своем составе минерализаторы.

С основными породами и продуктами их преобразования теснейшим образом связаны месторождения магнезитов (Халиловское месторождение с плотным магнезитом).

Точно так же тальк иты и тальковые сланцы, играющие огромную роль как прекрасного качества огнеупорный материал, легко поддающийся резке благодаря своей мягкости, 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 парфюмерной промышленностью 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 с ними, средними, главным образом глубинными (гранитами, сиенитами), частью и излившимися (кварцевыми порфирами, ортофирами и др.).

Среди магматических месторождений в кислых породах мы иногда находим полезные ископаемые, рассеянные в них более или менее равномерно (например оловянный камень в некоторых гранитах Забайкалья).

Чаще крупные массы полезных ископаемых, главным образом окисных руд, мы находим в этих породах в виде железных

руд, именно магнетитовых. Ряд месторождений Урала (горы Высокая, Благодать и Качканар и др.) связаны своим происхождением с сиенитами и сиенитовыми порфирами, среди которых они образуют частью неправильной формы, частью как бы пластообразные шлиры.

В пегматитовых месторождениях, связанных обычно с кислыми магмами, находим в ряде случаев редкие металлы — Sn, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Ce, La, Di, Ur, Ra и ряд других. Именно такого рода месторождения служат в большинстве случаев источником этих металлов для промышленности.

В них же находим также ряд неметаллических ископаемых, к которым относятся, с одной стороны, объекты керамической промышленности, с другой — электропромышленности.

К объектам керамической промышленности относятся прежде всего полевой шпат и кварц, особенно высоко ценимые, если полевой шпат принадлежит к более низкоплавкому калиевому полевому шпату и почти не содержит ни слюды, ни окислов железа (не свыше 0,2%) и мало кварца; кварц должен быть чисто белым. Крупные месторождения полевых шпатов и пегматитов, пригодных для керамической (фарфоровой) промышленности, имеются на Урале (Ильменские и Вишневые горы, Режевский район и др.) и в Карелии вблизи берегов Белого моря. Крупные месторождения полевого шпата имеются в ряде мест Украины. Большое значение имеет для керамической промышленности нефелин (Ильменские горы на Урале, Украина, Хибины).

Огромное значение для электропромышленности имеет мусковит, образующий крупные кристаллы, совершенно чистые и прозрачные в несколько сантиметров и дециметров в поперечнике, которые добываются главным образом в Мамском, Канском, Бирюсинском районах в Сибири.

В контактах кислых пород с осадочными в последних нередко образуются иногда крупные контактно-метаморфические месторождения, достигающие особенно больших размеров в том случае, когда осадочные породы представлены известняками. Последние часто перекристаллизовываются в силикатные известняки, содержащие, как видели ранее, гранат, диопсид, амфиболы, минералы группы эпидота, везувианы, скаполиты и др.

В этих же месторождениях находим металлические руды коренного золота — Ольгинское месторождение в северной части Кузнецкого Ала-тау, где гранито-сиенит находится в контакте с известняком (Алданский район); магнетитовые руды этого типа имеются на горе Магнитной в контакте известняков с гранитами, в районе Дашкесана в Азербайджане (контакт гранита с известняками), медного колчедана в ряде месторождений Урала (Меднорудянское, Башмаковское и др.).

К этому же типу месторождений относится и образование крупных кристаллов флогопита, ценного сырья для электропромышленности, на Слюдянке у Байкала, также довольно крупное месторождение чешуйчатого графита в контактах между нефелиновыми сиенитами и кристаллическими известняками на Боготольском гольце в Восточной Сибири.

Пневматолитические месторождения, связанные с кислыми магмами, главным образом с гранитами, содержат оловянный камень (Зондский архипелаг, Саксония, Забайкалье), вольфрамит (Забайкалье), молибденит (Забайкалье), берилл (Забайкалье).

Крупное значение имеют связанные обычно с кислыми магмами гидротермальные месторождения, в которых присутствуют как металлические, так и неметаллические полезные ископаемые. В зависимости от глубины выделения их из горячих растворов образуются различные типы месторождений, каждое из которых отличается своим характерным для него комплексом минералов.

В гипотермальных месторождениях скопляется самородное золото в серном колчедане (Березовское месторождение на Урале), в мышьяковом колчедане (Кочкарское месторождение на Урале), далее медь (медно-турмалиновые руды в Телемаркене, Норвегия, и др.), серебро, свинец и цинк (Брокен-Хилл в Австралии), ртуть в пустыне Калгарли в Австралии. Эти месторождения характеризуются большей частью присутствием в них турмалина, указывающего на высокую температуру при образовании этих руд.

В мезотермальных месторождениях часто присутствует золото, в их числе золото-кварцевые месторождения Калифорнии, связанные с огромными батолитами гранодиорита, ряд золото-кварцевых месторождений в Кузнецком Ала-тау, Западных Саянах, Забайкалье и др.; видную роль в образовании этих месторождений играли граниты (полиметаллические руды Алтая и Казахстана, со свинцом, цинком, серебром, медью и золотом), также связанные с гранитными интрузиями месторождения ртути в Таджикистане (Хайдаркан), интрузии с оловом (Калбинский и Нарымский хребты).

С этими же месторождениями связаны и месторождения ряда неметаллических ископаемых, именно барита (Урал, Грузия, Азербайджан), плавикового шпата (Забайкалье — Калангуевский, Абагатуйский рудники и большое месторождение Солонечное, крупное Такобское месторождение около Сталинабада).

К эпитермальным месторождениям относятся месторождения ртути и сурьмы (Никитовка в Донбассе), ряд месторождений золота с теллуром, селеном и др. в различных странах (США, Суматра и др.), также 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 на территории Украины от Волыни до Азовского моря.

Среди осадочных пород наиболее крупным развитием пользуются руды железа и марганца; месторождения железа обычно

в виде скоплений оолитовых железняков с большей или меньшей примесью марганца и фосфора; крупнейший в СССР район железных руд Керченского полуострова с запасами 40% руды до 3 млрд. *т*; к осадочным относятся также рудные месторождения Халиловского района, Липецкого и др.

Кроме того, среди осадочных пород по преимуществу находим марганцевые месторождения, также образованные оолитовыми рудами органогенного происхождения (в районе Никополя — свыше 100 млн. *т* и Чиатур в Грузии — свыше 200 млн. *т*).

Среди осадочных отложений находим также ценные месторождения трепела — Ульяновский район, например около Инзы, Брянский район у Добужа, Нурнус около Еревана и др., также и фосфориты.

Среди метаморфических пород встречаются главным образом руды железа и марганца (первые характерны для Кривого Рога и района Курской магнитной аномалии, где бурый железняк полностью превращен в гематит или магнетит) графитовые гнейсы Украины с чешуйчатым графитом, обеспечивающие производство карандашей, тиглей для плавки металлов, электробатарей и др., корундово-хлоритоидные и биотито-гранатовые сланцы Урала дают абразивный материал, кианитовые сланцы Борисовой сопки на Урале — ценнейшее сырье для керамики, изумрудно-биотитовые сланцы Урала (изумрудные копи) — прекрасный изумруд.

Кроме того, ряд горных пород сам по себе носит характер полезных ископаемых, например граниты и другие кристаллические породы в строительстве, часть гранитов и кислых излившихся пород — как кислотоупорный материал, часть основных — как материал для получения сравнительно легкоплавких масс для выделки стекла, туфовые лавы, пемза для строительства; кристаллические породы сами по себе в зависимости от условий добычи, транспорта и др. являются полезными ископаемыми, либо же являются источником полезных ископаемых благодаря тем преобразованиям, которые в них происходят (каолины, алуниты, туфовые лавы, асбесты), или потому, что они выделяются, концентрируя определенные полезные ископаемые в себе или около себя, и играют крупную роль в деле образования часто крупных месторождений металлических и неметаллических ископаемых.

МЕТЕОРИТЫ

Исследуя горные породы, встречающиеся на поверхности земли, мы изучаем строение земной коры лишь на сравнительно небольшой глубине, измеряемой немногими десятками километров. Эти исследования не дают нам возможности судить непосредственно о том, какие горные породы, какого состава и структуры присутствуют в более глубоких частях земного шара, и лишь некоторые данные геофизики дают нам возможность высказать предположения самого общего характера.

Однако единство вселенной, данные, которые дает нам астрономия, вооруженная спектральным анализом, указывают нам на то,

что другие тела, находящиеся на самых разнообразных расстояниях от земли, обладают в общем одним и тем же химическим составом и что вне земли должны образовываться минералы и горные породы, сходные с земными. Падающие на землю метеориты дают нам возможность изучить состав и строение тех тел, остатками которых они являются, и судить о том, что находится в недрах земли.

Изучение метеоритов показывает, что в солнечной системе имеется ряд горных пород, в большей или меньшей степени отличных от тех, которые присутствуют в земной коре.

Соединение результатов петрографических исследований метеоритов, данных астрономии и спектроскопии открывают нам глаза на состав глубоких частей земного шара и на возможное строение его.

Минералогический состав метеоритов в общем сходен с составом главным образом магматических горных пород земной коры, хотя и имеются некоторые минералы, в земной коре не встреченные. Строение метеоритов частью сходно со строением земных пород, частью отличается от него, однако различия не так велики, как различия между излившимися и глубинными породами.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТЕОРИТОВ

В то время как в состав магматических пород входят главным образом O, Si, Al, Mg, Ca, Na, K, Ti, H, S, в составе метеоритов главную роль играют в железных сидеритах Fe и Ni, с небольшой примесью Co, Mn и Cu, в каменных — в порядке относительных количеств: O, Si, Mg, Fe, Al, Ca, Na, Cr, Mn и K.

Какие из метеоритов преобладают, установить трудно, так как каменные метеориты, хотя и падают значительно чаще сидеритов, однако, будучи хрупкими, они легко рассыпаются на мелкие осколки; наибольший из каменных метеоритов весит 480 *кг*, в то время как сидериты весят несравненно больше; так сидерит мыса Йорка в Гренландии весит 36 *т*; еще более крупными размерами обладает, согласно Лакруа, сидерит, найденный в Западной Африке (Адрар); длина его около 100 *м*, высота 40 *м*; кроме того, даже маленькие сидериты привлекают внимание в отличие от каменных. Согласно Валю, по относительному значению элементы во всех метеоритах можно расположить в следующем порядке: Fe, O, Si, Mg, Al, Ca, Ni, Na, S, K, Co, P, C и H.

Согласно Баррингтону средний состав метеоритов следующий, в %:

Fe	72,06	S	0,49	P	0,14
O	10,19	Ca	0,46	Cr	0,09
Ni	6,50	Co	0,44	K	0,04
Si	5,20	Al	0,39	C	0,04
Mg	3,80	Na	0,17	Mn	0,03

остальные элементы 0,05%.

Кроме того, в метеоритах были найдены Cl, Cu, Sn, Ti, Va, элементы группы Pt, инертные газы; все эти элементы те же, что и встречающиеся в земной коре, но ряд элементов земной коры в метеоритах отсутствует.

Характерно нахождение в сидеритах самородной меди, платины.

Химический состав обеих групп сидеритов напоминает предполагаемый состав ядра земного шара, каменных — промежуточной зоны между этим ядром и земной корой.

МИНЕРАЛОГИЯ МЕТЕОРИТОВ

Среди минералов метеоритов наряду с такими, которые присутствуют в земной коре, имеются также и такие, которые в ней отсутствуют.

Из числа первых наиболее обычны оливин, ортопироксены, обычно бедные CaO и почти вполне лишенные Al, плагиоклазы от анортита до олигоклаза, хромит и магнитный колчедан, включая в эту группу разновидность его троилит. Большая часть этих минералов относится к верхней части схемы Боуэна. Реже встречаются кварц, тридимит, графит, магнетит, хлор-апатит, каменная соль, мелкие алмазы (сидерит каньона Диабло), шпинель.

Один из главных минералов сидеритов — никелистое железо с небольшой примесью Co, Mn и Cu. Полированная и затем вытравленная кислотой поверхность никелистого железа дает так называемые видманштеттовые фигуры, указывающие на строение сидеритов из закономерно пересекающихся друг с другом пластинок, неодинаково богатых Ni; более широкие пластины, легче растворимые, состоят из камацита, содержащего 93% Fe и 7% Ni; более тонкие и трудно растворимые из тенита; они содержат 14—50% Ni с примесью Co; иногда тенит отсутствует, и промежутки выполнены тонкозернистым агрегатом плессита, вещества промежуточного состава.

Никелистое железо в земной коре встречается, как исключение, в базальтах (о. Диско, базальты Берестовца на Волыни, в перидотитах Н. Зеландии).

Минералы, в изверженных породах земной коры не встреченные, следующие:

Лоуренсит — хлористое железо с небольшой примесью Ni.

Когенит — карбид железа и никеля состава $(Fe, Ni)_3C$.

Шрейберзит — фосфористые никель и железо с примесью Co, состава $(Fe, Ni)_3P$, обычно Fe_2NiP.

Ольдгамит — сернистый кальций.

Добреелит — двойной сульфид Fe и Cr, $FeCr_2S_4$ (аналог хромита).

Муассанит — карборунд, SiC.

Меррилит — редко встречающийся фосфат $3CaO.Na_2O.P_2O_5$.

Маскелинит — кубический минерал, вероятно переплавленный плагиоклаз.

СТРОЕНИЕ МЕТЕОРИТОВ

Можно различать две резко отличные по строению группы метеоритов: 1) метеориты, сходные с продуктами, кристаллизованными из жидкой магмы, и 2) метеориты, сходные с вулканическими брекчиями и туфами.

К первой группе принадлежат сидериты и большая часть хондритов, ко второй — часть хондритов.

В зависимости от характера расположения пластин тенита и камацита среди сидеритов различают три типа: 1) гексаэдриты с расположением пластин параллельно плоскостям куба, 2) октаэдриты — параллельно плоскостям октаэдра, 3) атакситы — без заметной правильности расположения пластин. Обычно присутствуют как второстепенные составные части шрейберзит, когенит, магнитный колчедан, кристаллизовавшийся раньше камацита, тенит и кристаллизовавшийся последним плессит.

В сиссидеритах или палласитах губчатая основная масса состоит из сети никелистого железа, включающего зерна оливина и пироксена, то в виде кристаллов, то в виде изломанных зерен.

Строение хондритов, или аэролитов, обычно почти лишенных самородного железа, очень близко к строению габбро или базальтов: так например в некоторых аэролитах, состоящих из авгита и анортита, наблюдается типичная офитовая структура; в пустотах образовались прекрасные кристаллы. В аэролите Жонзака структура близка к габбровой; отдельные кристаллы анортита достигают в нем 1 *см*; такого рода метеориты получили название эвкритов (первоначальное название габбро). В ряде аэролитов, например в аэролитах Шассиньи, структура зернистая, с неправильными зернами оливина и пироксена. Однако такого рода породы, близкие по своему строению к магматическим породам земной коры, среди метеоритов редки. Среди туфовидных пород имеются такие, которые по их составу и структуре не представляется возможности отличить от аналогичных пород земной коры; иногда они тождественны с базальтовыми туфами.

В большинстве случаев структура строения аэролитов резко отличается от строения земных пород; это отличие связано с присутствием в них так называемых округлых выделений — хондр, рассеянных в обломочной основной массе. Частью хондры состоят из скелетного кристалла оливина, проросшего стеклом; в других случаях — из радиально-лучистых агрегатов иголочек энстатита, иногда одновременно из оливина, энстатита и стекла; в некоторых случаях присутствует никелистое железо. Иногда более крупные хондры содержат в себе несколько мелких. До сих пор не разрешен вопрос — образовались ли они из жидких капелек в звездной или в земной атмосфере. Вряд ли они представляют собой первичные кристаллики граната, так как глинозема содержат мало. По своему составу они резко отличаются от тех сферолитов, которые встречаются в земных лавах.

Обычно метеориты покрыты черной блестящей коркой со следами действия атмосферы; окраска обусловлена присутствием мелких зернышек магнетита. Иногда тонкие прожилки темно окрашенного стекла проникают внутрь метеорита, наподобие псевдотахилитов, образующих зеленые стекловатые прожилки в некоторых породах Южной Африки, Индии и др., где они заполняют трещинки в гранитах, гнейсах и образовались или при быстром действии горообразующих сил или же под влиянием внезапного действия высоконагретых лав.

Генетическая классификация исходит из представления о метеоритах как образованиях единой первичной магмы, аналогичной находящейся в глубоких частях земного шара.

Удобной классификацией метеоритов является предложенная Шендом, основанная на вычислении относительного содержания в них силикатных и несиликатных составных частей.

I. Содержание несиликатных минералов меньше 10%. Эта группа наиболее сходна с теми породами, которые мы находим в земной коре; по всем признакам и вне земли она образовалась в верхних частях соответствующих тел.

Примером могут служить три типа — метеориты без оливина, с оливином в не особенно большом количестве и с оливином в большом количестве:

Метеориты

	Жувина	*Гендерсонвиля* в %	*Гоалпаря* (*ахондрит*)
Пироксен	62,4	51,62	15,26
Анортит	34,5	—	—
Оливин	—	40,48	75,10
Апатит	0,6	—	—
Хромит	1,3	0,80	0,40
Троилит	—	4,43	6,81
Пирротин	0,2	—	—
Магнетит	1,2	—	—
Никель-железо	—	2,59	1,85

Метеорит Жувина особенно близок к глубинным базитам.

II. Содержание несиликатных минералов от 10 до 30%. К этой группе относится большинство хондритов, лишь некоторые из них почти лишены оливина (энстатитовый хондрит Кайпура).

средний состав группы (в %)		*Средний состав группы* (в %)	
Энстатит (бронзит)	30,00	Хромит	1,00
Полевой шпат	10,00	Никель-железо	9,00
Оливин	44,00	Троилит	6,00

Характерным для этой группы является то, что метеориты, падавшие в различных частях поверхности земли и в разное время, обладают составом, очень близким к среднему составу, приведенному выше.

III. Содержание несиликатных минералов 30—60%. Лишь в некоторых случаях они лишены оливина, замещаемого в таком случае энстатитом (в некоторых метеоритах такого рода до 56% энстатита) при содержании никель-железа до 25—28%.

К этой группе относятся так называемые мезосидериты, отличающиеся в общем близким к равному содержанием силика-

тов, главным образом пироксена и несиликатных минералов; среди несиликатных минералов преобладает никелистое железо.

Мезосидериты

	Даниель Кунль	*Вака Муерта* (в %)	*Вернон* (*палласит*)
Полевой шпат .	8,5	17,0	—
Пироксен	55,8	32,0	—
Оливин	—	1,5	63,1
Троилит	8,0	2,0	0,7
Никель-железо .	25,5	41,5	33,1
Остальные . . .	2,2	6,0	3,1

IV. Содержание несиликатных минералов 60—90%. К этой группе относится часть палласитов, между прочим, Красноярска, также колоссальный метеорит (сидеролит) Адрара (Африка), имеющий состав (в процентах):

Полевой шпат	1,7	Никель-железо	71,2
Гиперстен	17,3	Троилит	8,3
Оливин	0,9	Шрейберзит	0,5

V. Содержание несиликатных минералов более 90%. Сюда относятся сидериты, почти исключительно образованные никелистым железом, и часть бедных силикатами палласитов.

Два приведенные ниже состава таких метеоритов отличаются один от другого тем, что в одном имеется некоторое количество силикатов, второй лишен их (в процентах):

	Туксон	*Заратека*	*Коагуила* (гексаэдрит)
Оливин	5,1	—	—
Никелистое железо . .	93,8	95,0	98,3
Шрейберзит	0,9	3,1	1,6
Хромит	0,4	0,1	0,003
Троилит	—	0,3	—
Фосфористый никель .	—	1,1	—
Добреилит	—	0,02	0,027
Углерод	—	0,03	0,011
Остаток с медью . . .	—	0,44	—

Таким образом можно притти к заключению, что среди метеоритов существуют такие, которые имеют состав, тождественный с некоторыми магматическими породами, встречающимися в земной коре; по большей части метеориты носят характер несколько иной в отношении и состава и структуры и должны быть отнесены к аналогам тех пород, которые нами пока в земной коре не встречены, но которые находятся или могут позже выкристаллизоваться в различных частях глубин земного шара.

Изучение метеоритов подтверждает мнение относительно состава земной коры из тех оболочек, которые установлены Зюссом и другими геологами.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абиссальная фация 55
Авгитит 165
— лейцитовый 164
Авгитовая порода 279
Авгит-плагиоклазовый гнейс 266
Авгитовый гнейсо-кварцит 277
— сланец 272
Автометаморфизм 238, 239
Автоморфные минералы 45
Адамеллит 112
Акмолит 35
Актинолитовая порода 272
Алеврит 209, 210, 211
Алевролит 209, 210, 217, 221, 228
Аллометаморфизм 239
Аллометаморфные породы 238
Аллотриоморфные минералы 45
Алунитизация 246
Альбитовый амфиболит 270
— гнейс 264
Альбитофир 116
Альнеит 161, 168
Альсбахит 167
Амфиболит 98, 268
— гранитовый 98
Анамезит 103
Анатексис 250
Ангидрит 231
Андезиты 114, 115
Андезито-базальт 116
Андезито-трахит 116
Анортозит 93
Антигоритовый сланец 272
Антофиллитит 269
Антофиллитовые сланцы 272
Анхимономинеральные породы 78
— магмы 183
Анхиэвтектические породы 89
— магмы 183
Апанеит 166
Апатитолитовые магмы 170
Апатитолиты 170
Аплит 167
Аплитовые породы 166
Апофизы 34
Аргиллиты 221, 228
Арнежит 81
Аркозовые пески 218
Артерит 38
Асканит 223
Ассимиляция 184, 190, 248
Атлантический тип пород 171
Афанит диабазовый 105
Ашистовые породы 166

Базальтовый туф 106
Базальты 101, 103
Базальт лейцитовый 164
— мелилитовый 164
— нефелиновый 164
— оливиновый 104
— (платобазальт) 103
— порфиритовый 104
— центральный тип 104
— нозеановый 164
Базальтовая магма 89
Базальтовое стекло 104
Базанит 159
— лейцитовый 160
— нефелиновый 160
Банатит 112
Баритовый песчаник 218
Батолит 36
Беербахит 166
Бекинкинит 161
Бештаунит 148
Биотитизация 247
Биотит-плагиоклазовый сланец 276
— — гнейс 266
Биотитовое габбро 93
Биотитовый гранит 128
— дацит 115
Биотитовые сланцы 264
Бисмалит 34
Бластогранитовая структура 252
Бластопелитовая структура 252
Бластопорфировая структура 252
Бластопсаммитовая структура 252
Бластопсефитовая структура 252
Бластофировая структура 252
Боксит 226
Бороланит 154
Бостонит 167
Брекчия 216
— вулканическая 217
— костяная 216
— трения 217
— эруптивная 249

Бронзитит 81
Бронзит-аплит 167
Бугит 124

Валунный суглинок 226
Вариолит 106
Вебстерит 81
Везувиановые породы 279
Вениты 249
Верлит 80
Веррукано 217
Витрофир 138
Вихтизит 106
Вкрапленники 47
Вогезит 145, 167
Волокнистая текстура 252
Волынит 105
Вторичный кварцит 277
Вулкан слоистый 40

Габбро 89, 90
— биотитовое 93
— кварцевое 93
— гиперстеновое (норит) 93
— ленточное 98
— оливиновое 93
— роговообманковое 93
— скаполитовое 98
— соссюритовое 98
— уралитовое 98
Габбровая структура 92
Габбровый сланец 98, 270
— пегматит 107
Габбро-диорит 94, 112
— норит 93, 94
— порфирит 107
— сиенит 93, 141
Габброидная магма 89
Газовый перенос 189
Гарполит 35
Гарцбургит 81
Гаюссбергит 164
Гаюинофир 164
Гаюиновый сиенит 154
Гедритит 269
Гедритовый сланец 272
Гезы 235
Геллефлинта 138, 260
Гельсинкит 250
Геологические термометры 27
Гетеробластическая структура 252
Гиалобазальты 104
Гибридные породы 190
Гидатогенные минералы 26
Гидротермальный метаморфизм 239, 246
Гидростатическое давление 243
Гипабиссальная фация 55
Гиперит 94
Гиперстенит 81
Гипидиоморфные минералы 45
Гипс 231
Гипсовые песчаники 218
Глауконитовые песчаники 218
Глаукофанит 270
Глаукофановый гнейс 275
Глаукофаново-ортоклазовый гнейс 275
Глина 221
— бентонитовая 222
— диаспоровая 225
— каолиновая 221
— легкоплавкая 224
— кремнистая 224
— монотермитовая 221
— монтмориллонитовая 221, 222
— огнеупорная 221, 224
— сланцеватая 221
— сукновальная 222
— тугоплавкая 224
Глинистые песчаники 219
— сланцы 221, 228
Глубинные пояса (зоны) 247
Глубинный метаморфизм 247
Гнейс 254
Гнейсовый кварцит 276
Гомеобластическая структура 251
Горнблендит 81
Гравий 216
Гравитационный эффект 188
Гранаплит 94
Гранато-датолитовые породы 148
Гранатовые породы 279
Гранатовый амфиболит 269
— гнейс 262
Гранат-слюдяной сланец 268
Граниты 119, 120, 122
— щелочные 119, 125
Гранитизация 249
Гранитная структура 45
Гранит-порфир 138
Гранит-порфиритовые породы 166
Гранодиорит 120, 124
Гранулиты 259
Графитовые гнейсы 263
Грейзен 128
Грюнеритовые сланцы 272
Гумбрин 223

Дайки 33
Дациты 114, 115
Двикаконгломерат 217
Двуслюдяные гнейсы 261
— сланцы 264
Дедоломитизация 241
Джеспилиты 281
Диабаз 101, 105
— альбитовый 105
— афанитовый 105
— оливиновый 105
— ортоклазовый 105
— уралитовый 105
Диабазовая структура 102
Диабазовый афанит 105
— порфирит 105
— роговик 242
— туф 106

Диабластическая структура 252
Диагенез 198, 239
Диаграммы песчано-глинистых пород 211, 212
Диаллагит 81
Диафторез 238, 246
Диафториты 247
Диафтористые породы 166
Динамометаморфизм 239, 243
Диорит 110, 112
— кварцевый 112
— пироксеновый 112
Диорит-аплит 167
Дитроит 152
Дифференциация магмы 178
Долерит 103
Доломит 234
Друзитовая структура 92
Дунганнонит 159
Дунит 78

Жадеитит 274
Жадеитовые породы 274
Железные кварциты 281
Железнослюдяные кварциты 281
Жерловина 34
Жилы 34
Жильные породы 166

Закон объемов 242
— температур 242
Залежи 32
Зеленые сланцы 244
Зона карналлитовая 229
— кизеритовая 229
— краевая 229
— полигалитовая 229
Зонарная структура минералов 30
Зоны глубинные 247

Идиобласты 251
Идиоморфные минералы 45
Известняки 233
— кристаллические 280
Известково-силикатные породы 277
Известковый филлит 280
— туф 231
Ийолит 160, 161
Инъекцированные сланцы 131
Инъекционный метаморфизм 131, 239, 248
Инъекция 248
Интрузивные залежи 32
Интрузия подошвенные 36
Итабирит 281
Ихор 13

Каменная соль 229
Камптонит 155, 161, 168
Канадит 152
Каолинизация 129, 247
Карбонатиты 169
Карбонатные породы 231
Карналлитовая толща 229
Катазона 248
Катабугит 124
Катавезувиановые породы 279
Катагранатовые породы 279
Катаклаз 129
Каянит 164
Кварцевый диорит 112
— кератофир 138
— порфир 137, 140
Кварцит пресноводный 285
Кварциты вторичные 277
Кварцитовые породы 276
Кварцолитовые магмы 170
Кварцолиты 170
Келифитовая структура 252
Кератофир 146
— кварцевый 138
Керсантит 168
Кеффекелит 223
Кизеритовая зона 229
Кил 223
Кимберлит 83
Кинцигит 263
Классификация Аттерберга 209
— магматических пород 10, 56
— Лаппарана—Лучицкого 59
— Левинсон-Лессинга 65
— Нигли 71
— Усова 68
— Шенда 57
— метаморфических пород 253
— — — Гольдшмидта 254
— — — Грубенмана 255
— — — Нигли 210
— осадочных пород Батурина 207
— — — Гольдштейна и др. 210
— — — Пустовалова 212
Кластические горные породы 208
Кнопитовые породы 163
Кольцевые дайки 34
Комагматические породы 179
Комендит 138
Конгломерат 216
Контактный метаморфизм 239
Контакты гранитов 130
Контаминирование 190
Кордиеритовый гнейс 262
Корнубианит 130
Корсит 93
Кортландит 81
Косвит 80
Которанскит 269
Креймонтит 159
Кремнистые осадочные породы 235
— туфы 235
— песчаники 218
Кристаллизационная дифференциация 179
— сланцеватость 244
Кристаллические известняки 280
— песчаники 218
— Туфы 106
Кристаллиты 43

Кристаллобластез 245
Кристаллобластический ряд 251
Крупнообломочные породы 216
Кристалл-порфир 138
Ксенобласты 251
Ксенолиты 190, 249
Ксеноморфные минералы 45
Кыштымит 99
Куммингтонитовый сланец 272
Купол 39

Лабрадорит 93, 94
Лакколиты 32
Лампрофир 135
Лампрофировые породы 166, 167
Латерит 227
Лаурвикит 143
Лаурдалит 151
Лейцитит 164
Лейцитовый авгитит 164
— базальт 164
— базанит 160
— нефелинит 164
— сиенит 149, 154
— тефрит 160
— фонолит 156
Лейцитовые породы 163
Лейцитофир 156
Лепидобластическая структура 251
Лерцолит 81
Лёсс 226
Лестиварит 167
Либенеритовый порфир 155, 156
Ликвация магмы 189
Лимбургит 165
Линдеит 145
Липарит 119, 137
Лиственит 273
Литос 13
Личфиельдит 151
Лополит 33
Луяврит 152

Магматизация 239, 248
Магматическая диференциация 179
Магнезиально-силикатные сланцы 271
Магнетитовые породы 281
Маринъит 159
Малхит 167
Мангерит 144
Мандельштейн диабазовый 106
Маргариты 43
Мареканит 140
Мариуполит 152
Марундит 99
Мезобугит 124
Мезозона 248
Мел 232
Меловой мергель 232
Мелафиры 104
Мелилитовые базальты 164
— нефелиниты 164
Мельтейгит 161
Метод перечисленний химических анализов горных пород Левинсона-Лессинга 13
Метод перечислений химических анализов горных пород Ниггли 14
Мергель 227
Метаморфизм горных пород, типы его 239
— контактный 240
— пневматолитический 247
— региональный 247
— ретроградный 246
Метаморфические породы 237
Метеориты 291
Механические осадки 208
Миаскит 150
—корундовый 150
Мигматитизация 248
Мигматит 249
Микрограббро 107
Микрогранит 138
Микролиты 43
Микромонцонит 145
Микросиенит 145
— нефелиновый 155
Микстогнейсы 249, 258
Милонитовая структура 244
Минерализаторы 13, 50, 184
Минералогический состав магматических пород 19
— — метаморфических пород 250
— — осадочных пород 199
Минетте 135, 145, 168
Мирмекит 46
Миссурит 160
Монцонит 142
Мончикит 155, 161, 168
Мрамор 280
Мусковитовый гнейс 261
— сланец 264

Нагельфлю 217
Наждачные породы 281
Нальчикин 223
Наполеонит 93
Науйаит 154
Неалит 166
Небулит 38, 249
Невадит 138
Нек (горловина вулканическая) 34
Нематобластическая структура 252
Несиликатные магмы 169
Нефелин-тингуаит 167
Нефелинит 164
— лейцитовый 164
— мелилитовый 164
Нефелиновый базальт 164
— базанит 160
— микросиенит 155
— плагиоклазит 159
— порфир 156
— сиенит 148, 149
Нефелиновые породы 164
Нефелиново-сиенитовый сланец и гнейс 275

Нефритит 272
Нифе 191
Нифесима 191
Нозеановый базальт 164
Нордмаркит 143
Норит 93
— оливиновый 93

Обломочные осадочные породы 208
Обсидиан 138, 146
Одинит 167
Одностороннее давление 243
Окварцевание 247
Океанит 104
Оливиновый сланец 272
Оливинит магнетитовый 82
Оолитовые известняки 233
Опаловый песчаник 219
Опока 235
Органогенные породы 231
— остатки 206
Ортогнейс 258
Ортоклазовый гнейс 258
Ортофир 146
Осадочные породы 195
Оспенный камень 106
Остаточные структуры 252
Отдельность магматических пород 52
Охра 225
Очковые гнейсы 258

Палингенез 248
Пантеллерит 138
Парагнейс 258
Парагонитовый сланец 264
Пегматиты 134, 168
Пеликанит 129
Пелит 209
Пемза 138, 146, 156
Перидотит 77
Перлит 138
Песок 217
Песчаник 217
Петрографические провинции 171
Пехштейн 138, 146
Пехштейновый порфир 138
Пикрит 82
Пикрит-базальт 104
Пикритовые порфириты 82
Пирогенные минералы 26
Пироксенит 77
— пегматоидный 163
Плагиогранит 114
Плагиоклазит корундовый 159
— нефелиновый 159
Плагиоклаз-авгитовая порода 269
Плагиоклазовый амфиболит 269
— гнейс 266
Платобазальты 103
Плумазит 99
Плутоны 38
Плутонический метаморфизм 247
Плывун 218
Пневматолитовый метаморфизм 239
Покров 39
Полезные ископаемы 382
Полигалитовая зона 229
Порфириты 114
— диоритовые 117
— кварцевые 114
Порфиробласты 252
Порфиробластическая структура 252
Порфироиды 244
Порфир кварцевый 140
— либенеритовый 156
— нефелиновый 156
Порфирит пикритовый 82
Поток 39
Пресноводный кварцит 235
Принцип Соре 188
Причина разнообразия магматических горных пород 178
Пропилитизация 246
Пропилит 246
Протоклазы 245
Птитматит 250
Пуласкит 143
Пуццоланы 148
Пьезокристаллизация 245
Пятнистый сланец 130

Рапакиви 123
Распространение магматических пород 171
Реакционный принцип Боуэна и его схема 23
Региональный метаморфизм 247
Реликтовые структуры 252
Ретроградный метаморфизм 239, 246
Рибекитовый гнейс 275
Риолит 137
Рисчоррит 151
Роговиковые породы 130
Роговиковая структура 252
Роговообманково-хлормеланитит 276
Роговообманково-плагиоклазовые гнейсы 266
Роговообманковые гнейсо-кварциты 277
— породы 272
— сланцы 98, 272
Рухляк 227

Сабаровит 124
Сал 191
Сагвандит 191
Саксонит 81
Санторинит 147
Серицитизация 129
Серицит-глаукофан-альбитовый сланец 276
Серицитовый кварцит 277
Серицит-альбитовый гнейс 261
Серицит-ортоклазовый гнейс 261
Серицитовый сланец 140
Серпентиновый сланец 272
Серпентинит 86, 273
— хризотиловый 86

Серпентинит антигоритовый 86
— аподунитовый 86
— аполерцелитовый 86
— аполеридотитовый 86
— аполироксенитовый 86
Сиал 191
Сиенит-аплит 167
Сиениты 141
— гаюиновые 154
— лайцитовые 154
— нефелиновые 148, 149
— нозеановые 154
— нормальные 142
— содалитовые 154
— щелочные 143
Сиенитовый аплит 145
Сиенская земля 225
Силлиманитовый гнейс 262
Силлиманитово-кордиеритовый гнейс 262
Сильвинитовая толща 229
Сима 191
Скаполитовая порода 279
Скаполитовое габбро 98
Скарны 132, 145
Сланцевые глины 221, 228
Слюдяные сланцы 130
— кварциты 277
Смоляной камень 138
Содалитовый сиенит 154
Соссюритовые габбро 98, 270
Спессартиты 168
Спилит 106
Спонголиты 235
Средиземноморский тип пород 175
Среднеобломочные породы 217
Стекла вулканические, их показатели преломления 29
Структура андезитовая 48
— аплитовая 45
— атакситовая 42, 48
— афанитовая 42
— афировая 49
— бластогранитовая 252
— бластопелитовая 252
— бластопорфировая 252
— бластопсаммитовая 252
— бластофитовая 252
— бластопсефитовая 252
— витрофировая 43
— вторично кристаллическая 43, 48
— габбровая 46
— гелицитовая 252
— гетеробластическая 252
— гиалиновая 43
— гиалоплазматическая 49
— гиалокристаллическая 43
— гиалопилитовая 48
— гиалофитовая 48
— гиперитовая 47
— гипидиоморфнозернистая 45
— гипогиалиновая 42
— гипокристаллическая 42, 48
— гломероофитовая 46
Струкутра головитрофировая 49
— гологиалиновая 43
— голокристаллическая 42
— гомеобластическая 251
— гомеотраустатическая 49
— гранитная 45
— диабазовая 46
— диабластическая 252
— дискристаллическая 43
— догиалиновая 43
— докристаллическая 43
— долеритовая 46
— друзитовая 50
— зернистая 44
— импликационная 46
— интерсертальная 48
— катакластическая 51
— келифитовая 252
— компактная 250
— криптобластическая 251
— кристаллобластическая 251
— лепидобластическая 251
— мендельштейновая 50
— массивнокристаллическая 42
— мегалофировая 49
— мейовитрофировая 47
— миаролитовая 50
— микроафонитовая 44
— микрогранитовая 45
— микродиабластическая 252
— микрокриптокристаллическая 42
— микролитовая 48
— микропегматитовая 44, 46
— микропойкилитовая 46
— микрофельзитовая 44
— микрофировая 47
— микроэвтакситовая 48
— милонитовая 51
— миндалевидная 90
— монофировая 49
— монцонитовая 45
— нематобластическая 252
— обломочная 42
— олигофировая 49
— осадочных пород 213
— осадочно-интерсертальная 214
— осадочно-пойкилитовая 215
— остаточная 252
— офитовая 46
— офитококкитовая 46
— панидиоморфная 45
— пегматитовая 42, 46
— пемзовая 50
— пепельная 42
— перлигиалиновая 43
— перкристаллическая 43
— перлитовая 43
— пилотакситовая 48
— плезиофировая 49
— плейовитрофировая 47
— плотная 42
— пойкилитовая 46, 252
— пойкилофитовая 46
— полифировая 49

Структура полнокристаллическая 48
— порфиробластическая 252
— полукристаллическая 48
— пористая 50
— порфировая 42, 47
— порфировидная 42, 47
— призматически-зернистая 46
— призмоидная 46
— равномерно зернистая 42
— радиолитовая 44
— реликтовая 252
— роговиковая 252
— семивитрофировая 49
— сидероонитовая 48
— синантектическая 47
— ситовидная 46
— скрытокристаллическая 44
— слоистая 42
— слоисто-кристаллическая 42
— спорадофировая 49
— стекловатая 43
— субофитовая 46
— сферолитовая 42, 43
— такситовая 42, 48
— такситоофитовая 46
— трахитовая 48
— ультрамилонитовая 52
— фанерокристаллическая 42
— фельзитовая 44
— фибробластическая 252
— флюидальная 49
— чешуйчатая 251
— шаровая 42
— эвкристаллическая 42
— эвпорфировая 49
— эвтакситовая 42, 48
— явнокристаллическая 42
Структуры 40
Суглиники 225
Сульфидолитовые магмы 170
Сульфидолиты 170
Сфенолит 35
Схема Боуэна 24

Таблица для определения магматических пород 191
— Куплетского количественной характеристики габбровых пород 95
— Нигли магматических типов 72
— распространенности магматических пород 64
— содержания минералов в семействах магматических пород 70
Таймырит 156
Тальковые породы 273
— сланцы 273
Тахилит 104
Текстура 40, 215
Температура образования магматических пород 27
Тералит 157, 158
Термометры геологические 26
Термометаморфизм 239, 240
Тетраэдр Нигли 16
Тефрит 159
— лейцитовый 160
— нефелиновый 160
Тешенит 159
Тилаит 94
Тингуаит 155, 167
Тихоокеанский тип пород 173
Толеит 104
Тоналит 112
Тоналит-аплит 167
Тонкообломочные породы 220
Трапп 104
Трасс 140, 148
Трахиандезит 117
Трахидолерит 159
Трахилипарит 146
Трахиты 141, 146
Трепел 235
Троктолит 93
Туфовые лавы 115
Туфы агломератовые 107
— базальтовые 106
— диабазовые 106
— пепельные 106
— кристаллические 106

Узловатый сланец 130
Ультрабазит рудный 82
Ультрабазиты, их изменения 85
Ультраметаморфизм 250
Умбра 225
Умптекит 143
Уралитовые габбро 98
Уртит 161

Фазы магматических пород 53
Факолит 33
Фации магматических пород 53
Фельдшпатизированные сланцы 131
Фенокристы 47
Фергусит 160
Ферролитовые магмы 170
Ферролиты 170
Фибробластовая структура 251
Феллит 221, 264
Фильтрпрессование 186
Флазергаббро 270
Флинтклей 224
Фонолит 148, 156
— лейцитовый 156
— нефелинитоидный 156
— трахитоидный 156
Форелленштейн 93
Формы залегания магматических пород 30
Фосфоритовые песчаники 220
Фойяит 150
Фракционная кристаллизация 183

Халцедоновые песчаники 219
Хиастолитовый сланец 130
Хибинит 150
Химические осадки 228

Химический состав магматических пород 11
Хлоритовый сланец 272
Хлорит-глаукофан-альбитовая порода 276
Хлоромеланитит 276
Хлормеланитовая порода 275

Цемент разрастания 214
Цементация вторично-нарастающая 215
— выполнения 215
— корродирующая 215
— пленочная 215
Центральные извержения 40

Чарнокиты 124
Чернозем 226
Чешуйчатая структура 251

Шонкинит 157, 158
Шрисгеймит 81
Штоки 36

Щебнеь 216
Щелочно-полевошпатовые гнейсы 256

Эвлизит 191
Эклогит 268
Экструзия 39
Эпибугит 124
Эпизона 248
Эпидотовая порода 280
Эпидотовый сланец 280
— филлит 267
Эпидот-альбитовый гнейс 267
Эпидот-хлоритовый сланец 270
Эпилейцитофир 156
Эрлановая порода 269
Эссексит 157, 158
Этмолит 35
Эффузивная фация 55

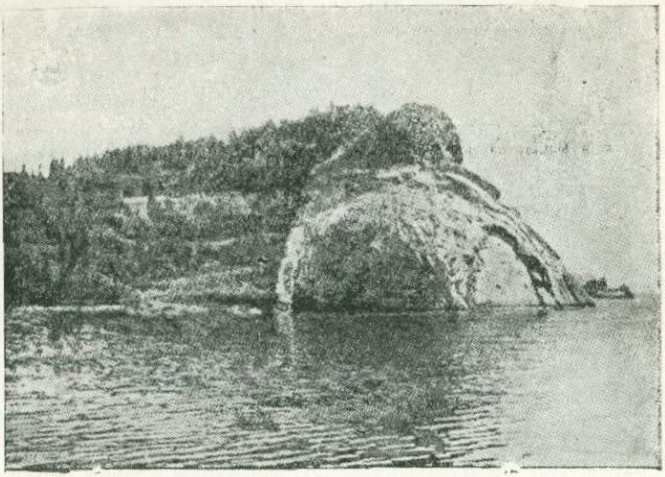
Якупирангит 82

Библиотека

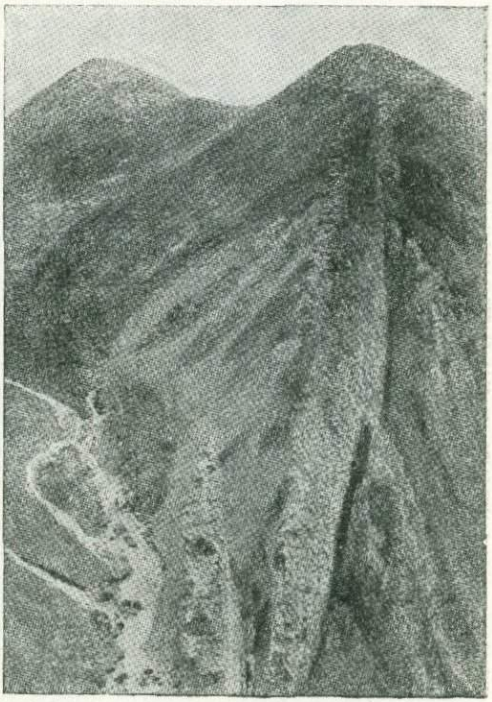
ТАБЛИЦЫ

БИБЛИОТЕКА
Гос...
Арх...

Зак. 585. — Проф. В. И. Лучицкий.



1

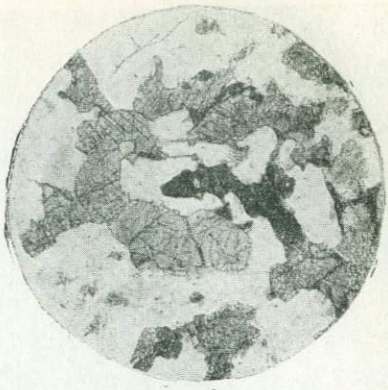


2

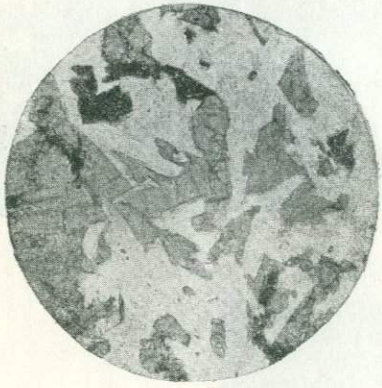
Рис. 1. Лакколит. Мыс Плака. Крым. **Рис. 2.** Дайка андезито-трахита. Кавказ.



1



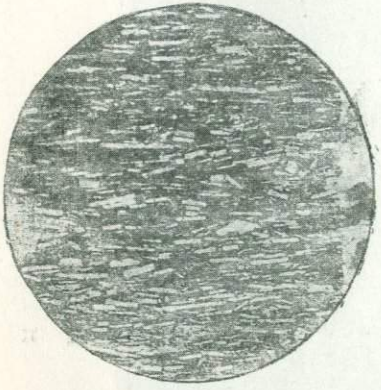
2



3



4



5

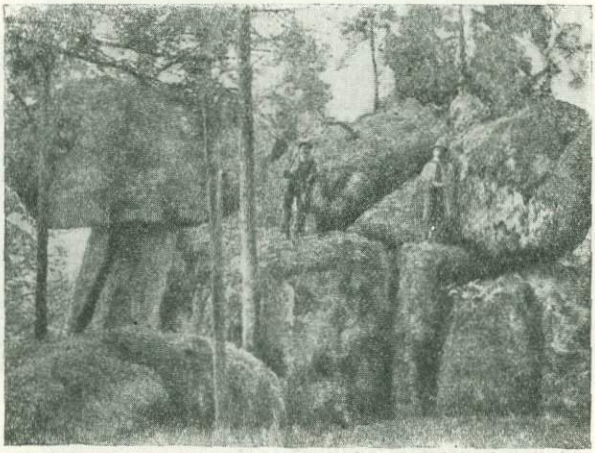


6

Рис. 1. Массивная текстура (гипидиоморфнозернистая структура). Биотитовый гранит. **Рис. 2.** Массивная текстура (габбровая структура). Габбро. Оливиновое габбро. Волынь. Каменный Брод. **Рис. 3.** Массивная текстура (диабазовая структура). Долерит. Янча-рудня. Волынь. **Рис. 4.** Массивная структура. Равномернозернистая структура. Луяврит. Ловозерские тундры. **Рис. 5.** Флюидальная текстура. Ловчорритовый луяврит. Ловозерские тундры. **Рис. 6.** Массивная текстура (порфировая структура). Лейцитофир с гаюином в виде вкрапленников.



1

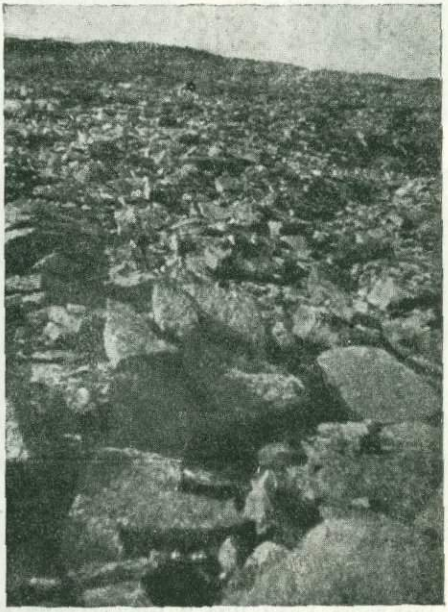


2

Рис. 1. Параллелепипедальная отдельность гранита. Буки, р. Горный Тикич, Украина. **Рис. 2.** Глыбовая отдельность в гранитах.



1



2

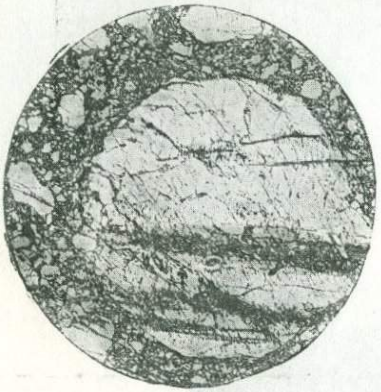
Рис. 1. Шаровая отдельность диабаза. Приазовье. **Рис. 2.** „Море скал". Ловозерские тундры. Разрушение луяврита.



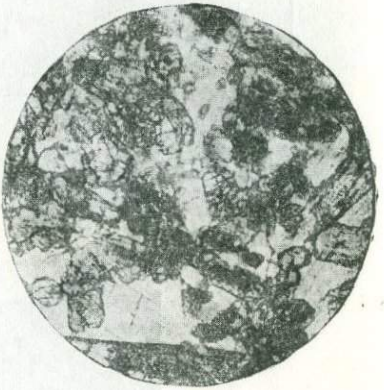
1



2



3



4



5

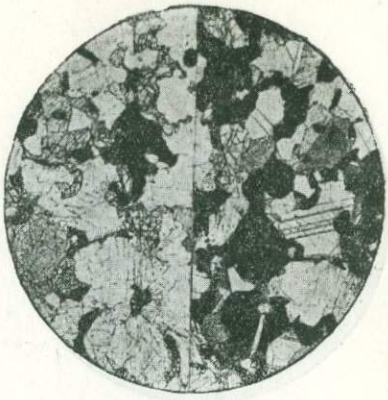


6

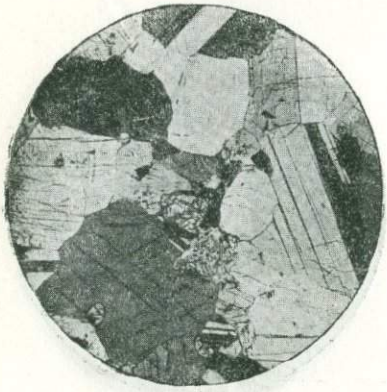
Рис. 1. Верлит. Гусевы горы. Урал. **Рис. 2.** Шрисчеймит. Саранная гора. Урал **Рис. 3.** Пироксенит с первично-порфировой структурой. Река Чауж. Урал. **Рис. 4.** Пироксенит. Енисейский кряж. **Рис. 5.** Оливиновый диаллагит с сидеронитовой структурой. Гора Качканар. Урал. **Рис. 6.** Горнблендит с сидеронитовой структурой. Гусевы горы. Урал.



1



2



3



4



5

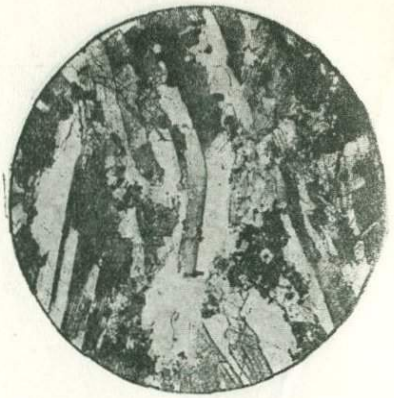


6

Рис. 1. Серпентинит. Алтай. **Рис. 2.** Оливиновое габбро с сидеронитовой структурой. Правая половина — при скрещенных николях, левая — при одном поляризаторе. Саранная гора. Урал. **Рис. 3.** Габбро с небольшим содержанием оливина. Урал. Николи +. **Рис. 4.** Габбро. Габбровая структура. Бисерская дача. Урал. Николи +. **Рис. 5.** Габбро с удлиненными кристаллами плагиоклаза. Нижнетагильский район. Урал. Николи +. **Рис. 6.** Меланократовый оливиновый норит. Нижнетагильский район. Урал.



1



2



3



4



5



6

Рис. 1. Роговообманковое габбро, Бисерская дача. Урал. **Рис. 2.** Катаклазированное оливино-биотитовое габбро. Гора Качканар. Урал. Николи +. **Рис. 3.** Форелленштейн. Бисерская дача, Урал. Левая половина — при одном поляризаторе, правая — при скрещенных николях. **Рис. 4.** Катакластическая структура пироксенита. Бисерская дача. Урал. **Рис. 5.** Габбро-диорит. Алтай. **Рис. 6.** Габбро-сиенит. Алтай.



1



2



3



4

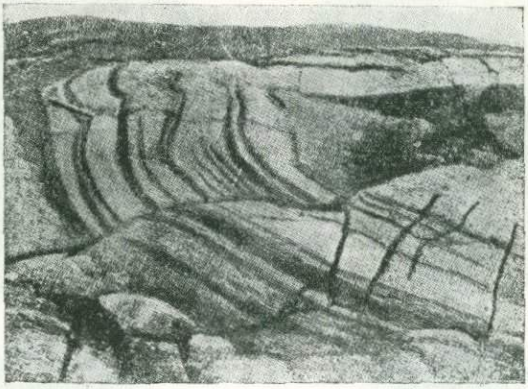


5

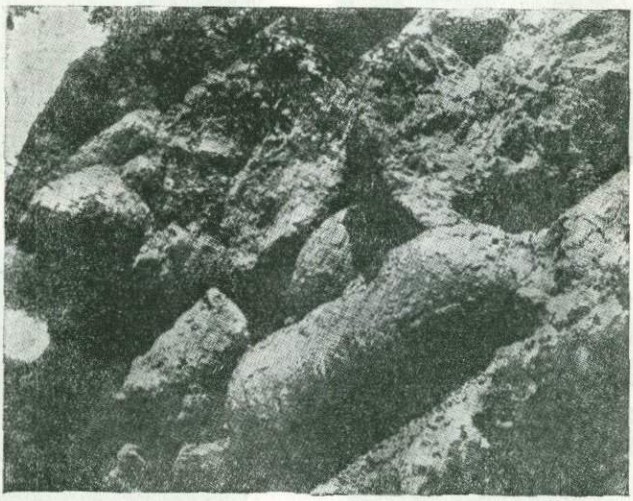


6

Рис. 1. Габбро-диабаз. Алтай. **Рис. 2.** Крупнозернистый микронорит (анамезит). США. Николи +. **Рис. 3.** Оливиновое габбро. Келифитовая структура. Нижний Тагил. Урал. **Рис. 4.** Оливиновый базальт. Буреинский район. Николи +. **Рис. 5.** Базальт полустекловатый. США. Николи +. **Рис. 6.** Авгитовый базальт с интерсертальной структурой.



1



2

Рис. 1. Ленточное (полосатое) габбро. Остров Скай.
Рис. 2. Шаровая лава. Карадаг. Крым.



1



2



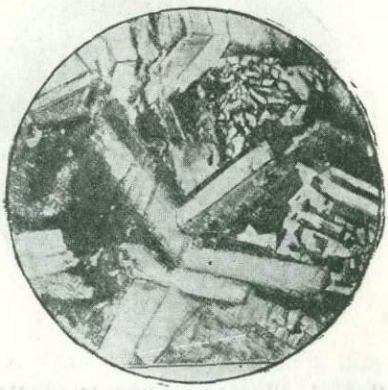
3



4



5

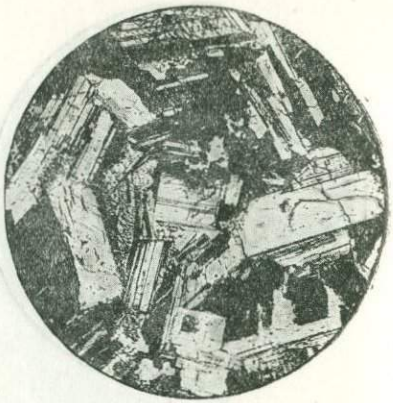


6

Рис. 1. Стекловатый гиперстеновый базальт. **Рис. 2.** Базальт без оливина. Сахалин. Николи +. **Рис. 3.** Оливиновый базальт. Сахалин. **Рис. 4.** Базальт с небольшим количеством стекла. Египет. **Рис. 5.** Витрофировый базальт. Гессен. **Рис. 6.** Диабаз с гранофиром. Николи +.



1



2



3



4



5



6

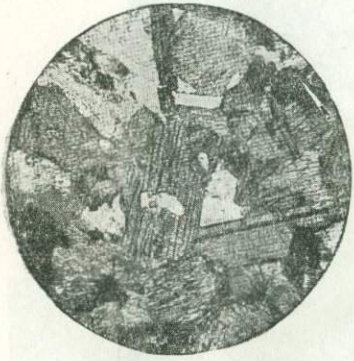
Рис. 1. Диабаз с интерсертальной структурой. Урал. **Рис. 2.** Кварцевый диабаз с гранофиром. Урал. Николи +. **Рис. 3.** Диабаз. Нижнетурьинская дача. Урал. Николи +. **Рис. 4.** Спилит. Карадаг. Крым. **Рис. 5.** Базальтовый туф. Сахалин. **Рис. 6.** Диорит. Кедабек. Кавказ. Николи +.



1



2



3



4

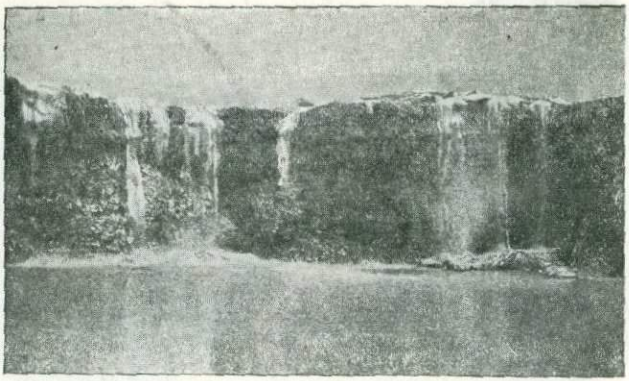


5

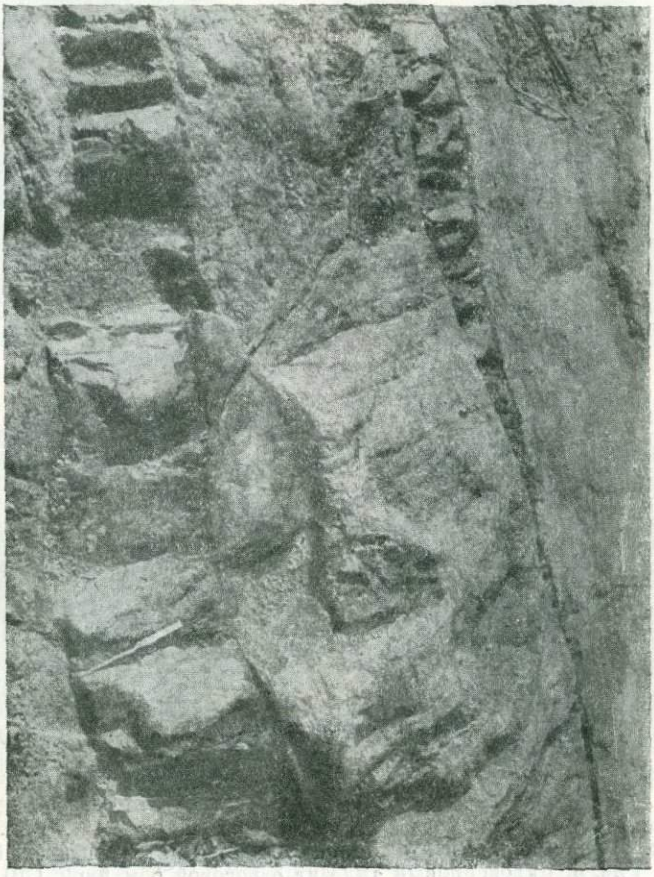


6

Рис. 1. Кварцевый диорит. Гора Магнитная. Урал. Николи +. **Рис. 2.** Шаровой диорит. Финляндия. **Рис. 3.** Диорит. США. **Рис. 4.** Авгитовый андезит. Приазовье. **Рис. 5.** Пироксеновый андезит с роговой обманкой. США. **Рис. 6.** Андезит. Карадаг. Крым.

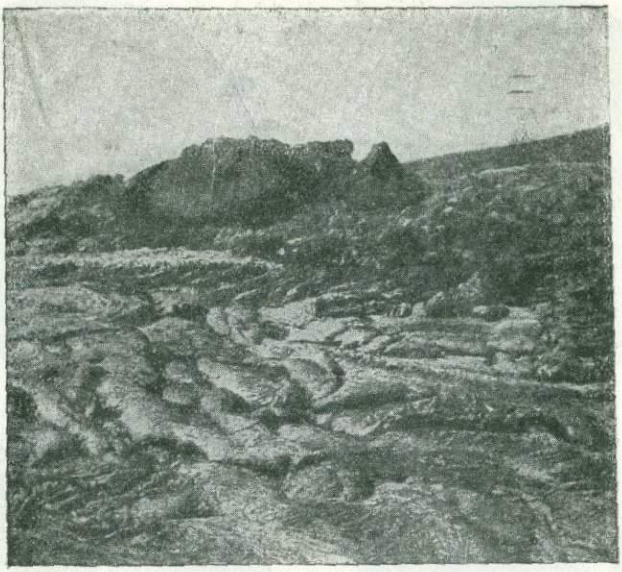


1

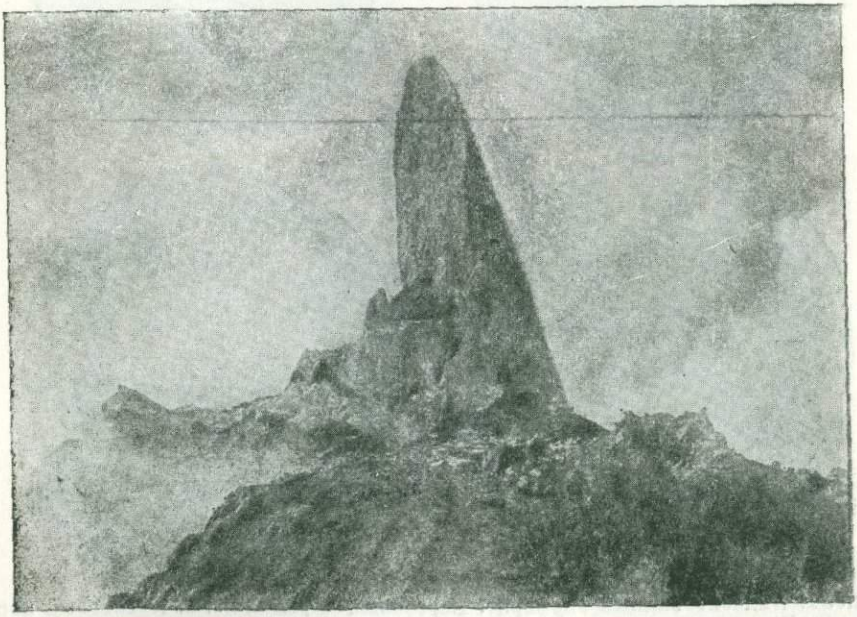


2

Рис. 1. Лавопад (базальт). Килауэа. Гавайские острова. 1881 г. **Рис. 2.** Инъекция диабаза в мигматиты. Приазовье. Уменьш. 2.



1



2

Рис. 1. Поток лавы (базальта). Килауэа. Гавайские острова.
Рис. 2. Игла андезита. Мон-Пеле. Остров Мартиника. 1902 г.



1



2



3



4



5

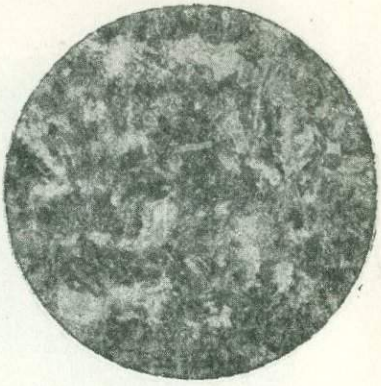


6

Рис. 1. Андезитовидный порфирит. Березовка. Урал. **Рис. 2.** Авгитовый порфирит. Нижнетурьинский завод. Урал. Николи +. **Рис. 3.** Авгитовый порфирит. Сахалин. Николи +. **Рис. 4.** Лабрадоровый порфирит. Гора Магнитная. Урал. **Рис. 5.** Пироксеновый порфирит толеитового типа. Урал. **Рис. 6.** Микропорфирит с сферолитовой структурой.



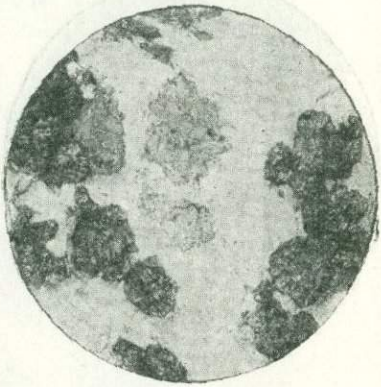
1



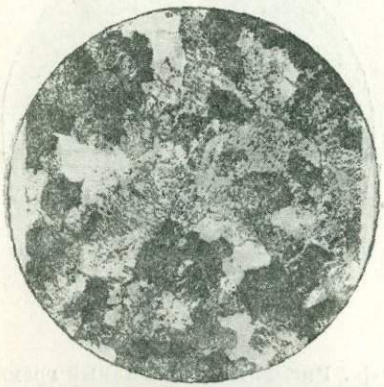
2



3



4



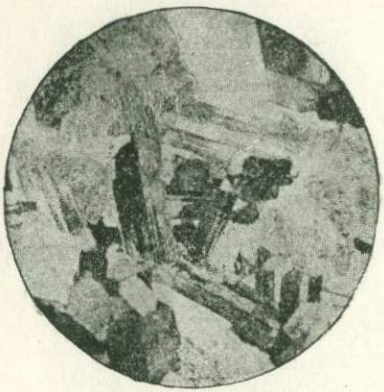
5



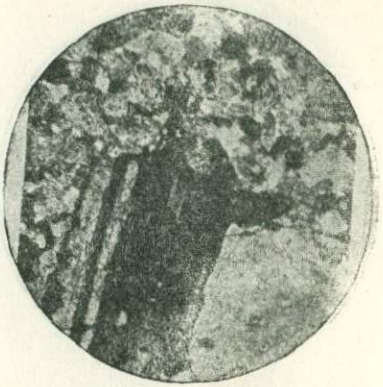
6

Рис. 1. Плагиоклазовый порфирит. Урал. **Рис. 2.** Порфиритовый туф. **Рис. 3.** Порфиритовый туф. Нижнетурьинская дача. Урал. **Рис. 4.** Банатит. Енисейский кряж. **Рис. 5.** Гранит. Гора Магнитная. Урал. **Рис. 6.** Гранит. США.

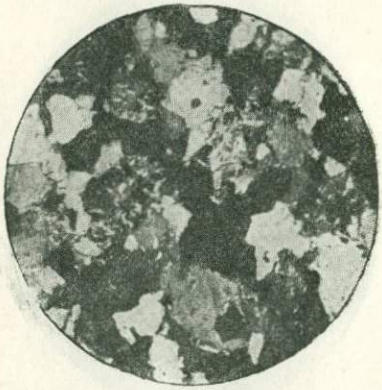
Зак. 585.



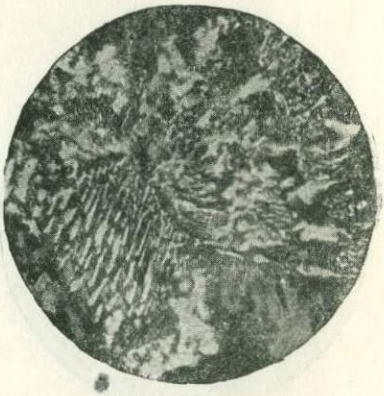
1



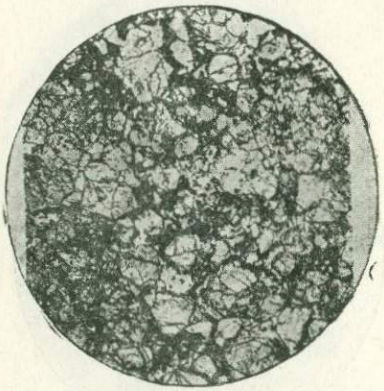
2



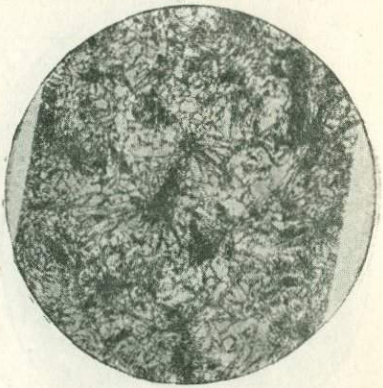
3



4



5



6

Рис. 1. Гранит. Енисейский кряж. Николи +. **Рис. 2.** Порфировидный гранит. Гора Магнитная. Урал. Николи +. **Рис. 3.** Грейзен. Николи +. **Рис. 4.** Микропегматит в граните. Буреинский район. Николи +. **Рис. 5.** Гранатовая порода. Гора Магнитная. Урал. **Рис. 6.** Эпидозит. Гора Магнитная. Урал.

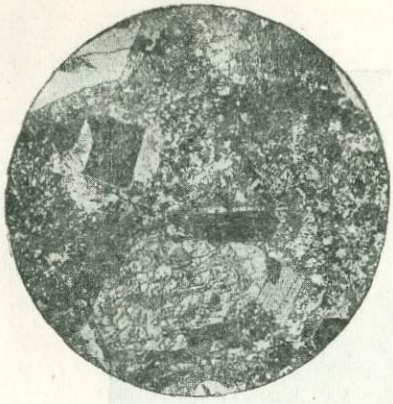


1

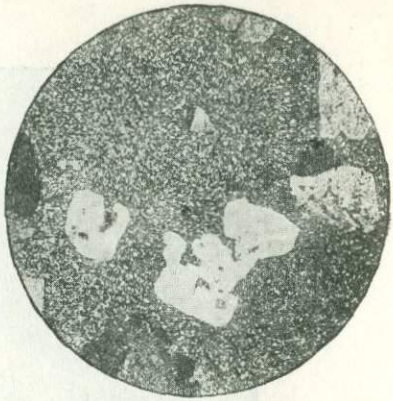


2

Рис. 1. Формы разрушения сланцеватого гранита.
Рис. 2. Округлые формы массивных гранитов. Германия.



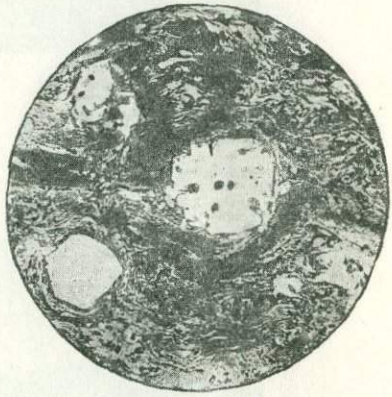
1



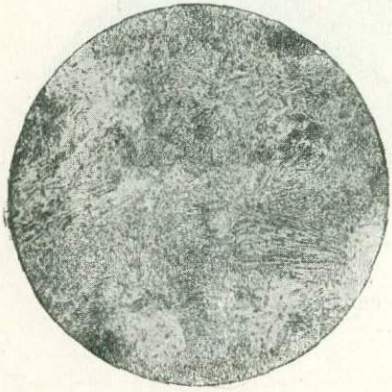
2



3



4



5

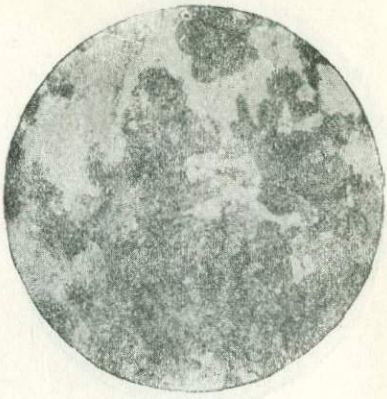


6

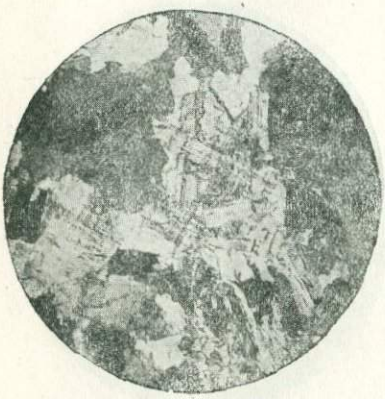
Рис. 1. Кварцевый порфир. Сахалин. Николи +. **Рис. 2.** Кварцевый кератофир. Урал. **Рис. 3.** Липарит с перлитовой структурой. **Рис. 4.** Пемза. Йеллоустонский парк. США. **Рис. 5.** Липаритовый пепел. Река Баксан. Кавказ. **Рис. 6.** Липаритовый туффит. Воронежская область.



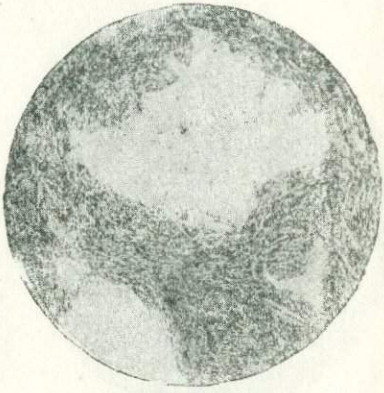
1



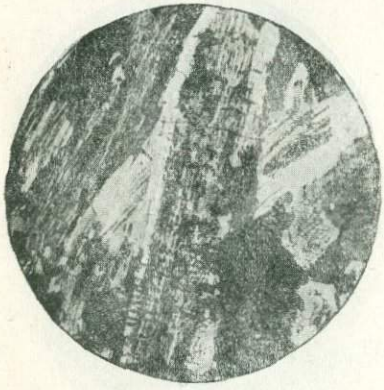
2



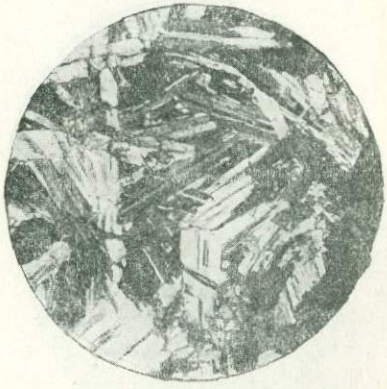
3



4



5



6

Рис. 1. Кварцевый альбитофир. Николи +. **Рис. 2.** Авгитовый монцонит. Енисейский кряж. **Рис. 3.** Монцонит. Бавария. Николи +. **Рис. 4.** Трахит. Приазовье. **Рис. 5.** Трахитовидный фойяит. Приазовье. Николи +. **Рис. 6.** Мариуполит с радиальной структурой. Приазовье. Николи +.



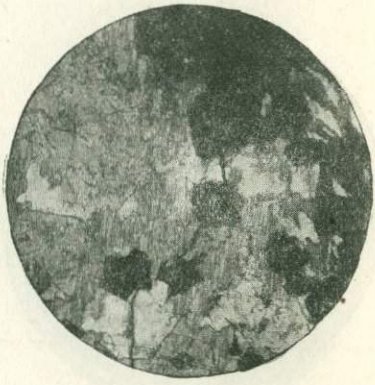
1



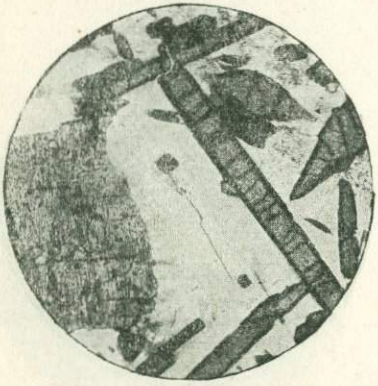
2



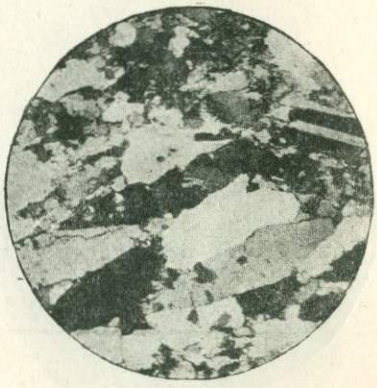
3



4

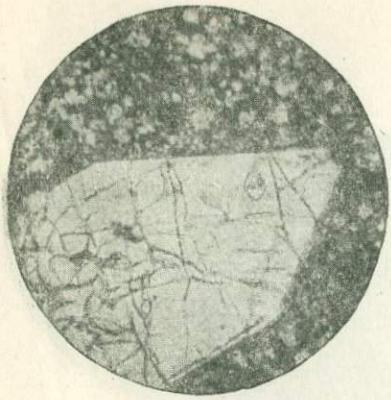


5

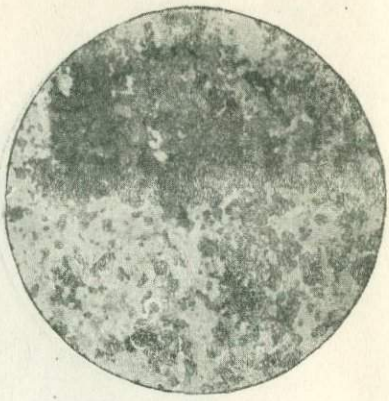


6

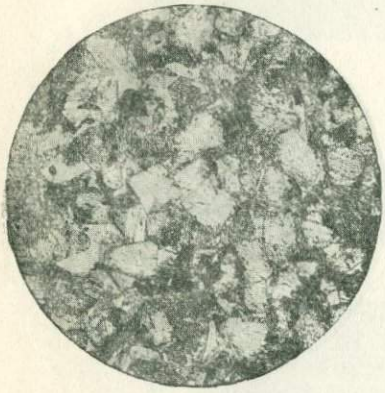
Рис. 1. Мариуполит. Приазовье. Николи +. **Рис. 2.** Фойяит. Ловозерские тундры. Николи +. **Рис. 3.** Луяврит (радиально-лучистый альбит). Ловозерские тундры. Николи +. **Рис. 4.** Луяврит. Пойкилитовые прорастания альбита нефелином. Ловозерские тундры. Николи +. **Рис. 5.** Рисчоррит со столбчатым титанитом. Ловозерские тундры. **Рис. 6.** Нефелин-сиенитовый гнейс. Португалия. Николи +.



1



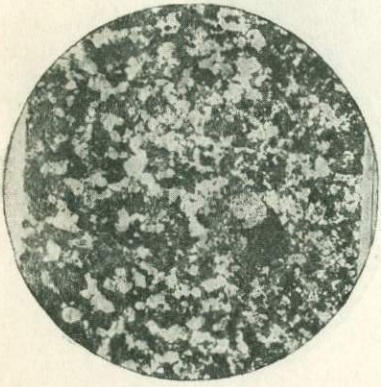
2



3



4



5

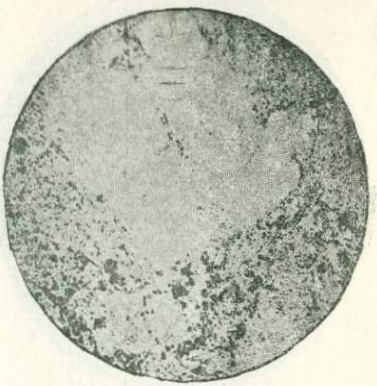


6

Рис. 1. Эпилейцитофир. Казахстан. **Рис. 2.** Эссексит. Казахстан. **Рис. 3.** Уртит. Средняя Азия. **Рис. 4.** Баркевикитовый базальт. Хибины. **Рис. 5.** Аплит. Гора Магнитная. Урал. **Рис. 6.** Гранофировый альбитовый аплит. Гора Иса. Урал. Николи +.



1



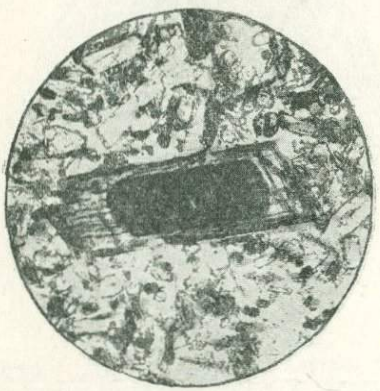
2



3



4

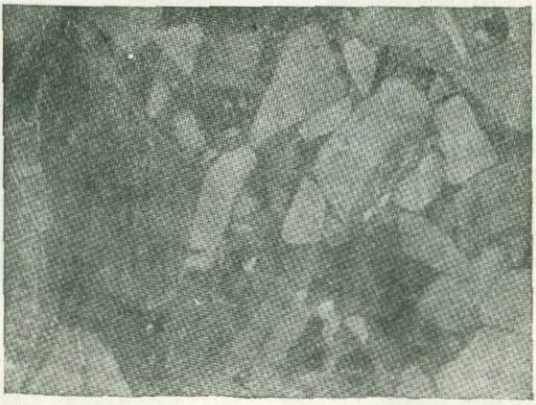


5

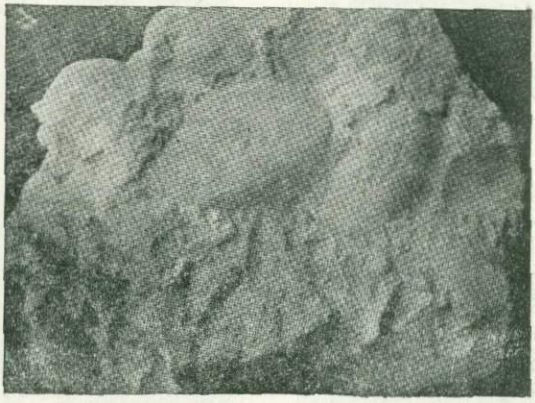


6

Рис. 1. Роговообманковый сиенит-диоритовый аплит. Николи +. **Рис. 2.** Сиенит-порфир с магнетитом. Шведская Лапландия. **Рис. 3.** Габбро-порфирит с корродированным плагиоклазом. **Рис. 4.** Малхит. Кордофан. Николи +. **Рис. 5.** Гаюиновый мончикит с роговой обманкой. Рейн. **Рис. 6.** Бороланит.

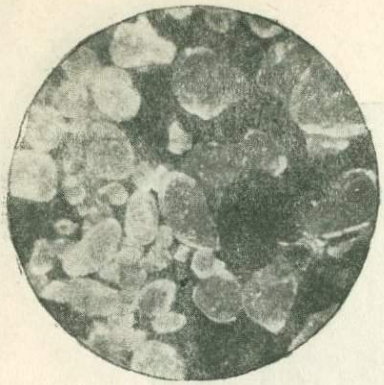


1

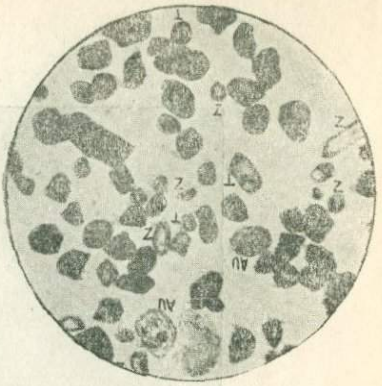


2

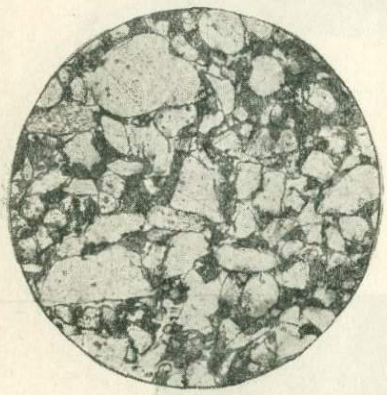
Рис. 1. Брекчия осадочного происхождения.
Рис. 2. Конгломерат.



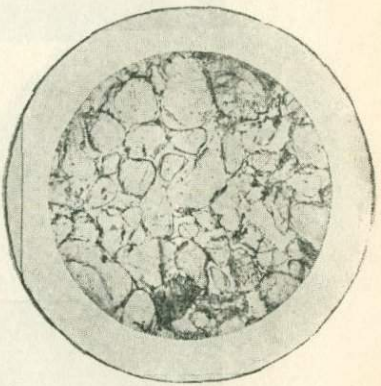
1



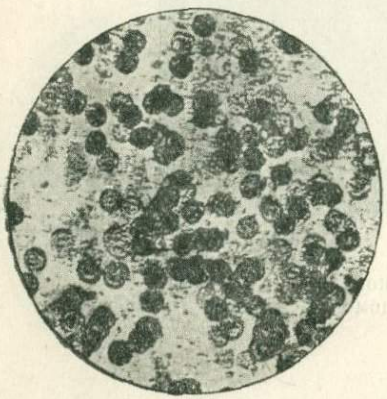
2



3



4

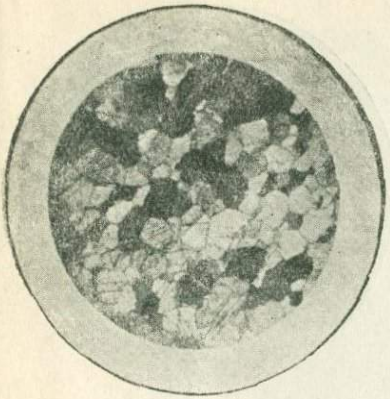


5



6

Рис. 1. Зерна кварца в песке. **Рис. 2.** Шлих с золотом (Au) и цирконом (Z). **Рис. 3.** Кремнистый песчаник. **Рис. 4.** Песчаник с вторичным кварцем. **Рис. 5.** Шариковый опал. **Рис. 6.** Каолинит.



1



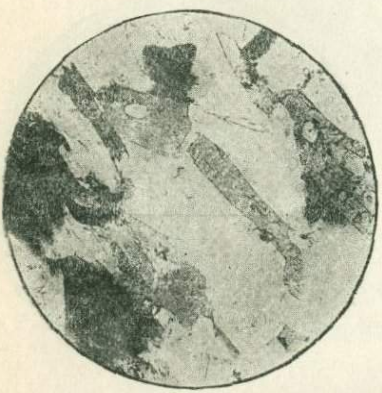
2



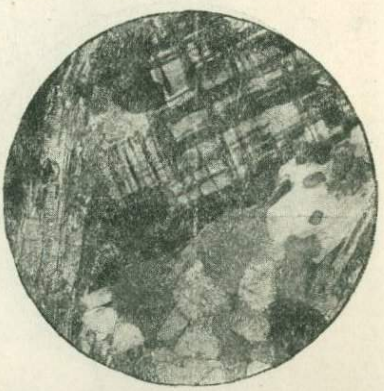
3



4

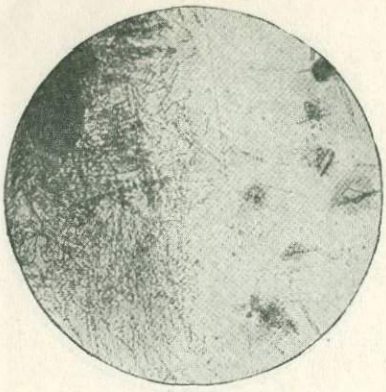


5

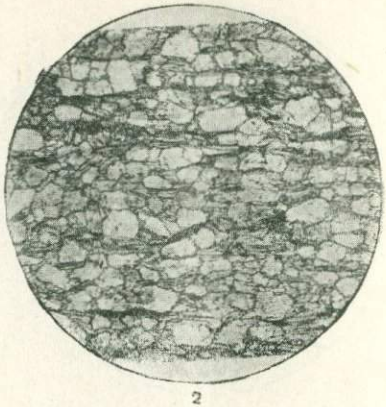


6

Рис. 1. Кристаллический известняк. Николи +. **Рис. 2.** Известняк с ромбоэдрами кальцита и глауконитом. **Рис. 3.** Доломит, цементированный кальцитом. **Рис. 4.** Шамозитовый оолит. **Рис. 5.** Биотитовый гнейс. Украина. **Рис. 6.** Двуслюдяной гнейс. Буреинский район. Николи +.



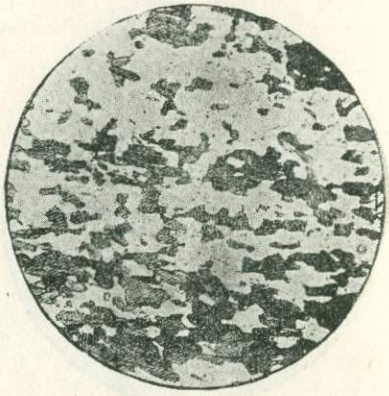
1



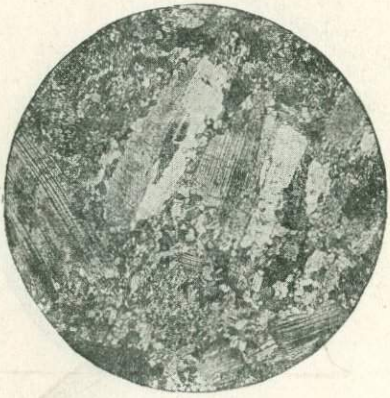
2



3



4



5



6

Рис. 1. Кордиеритово-силлиманитовый гнейс. **Рис. 2.** Биотитовый сланец. **Рис. 3.** Графитовый гнейс. **Рис. 4.** Амфиболит. Бавария. **Рис. 5.** Плагиоклазовый амфиболит. Урал. Николи +. **Рис. 6.** Плойчатый альбитовый амфиболит.



1

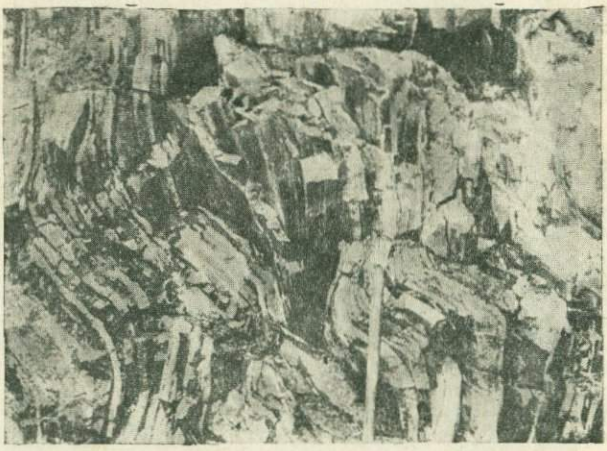


2

Рис. 1. Конгломератовый гнейс. Финляндия.
Рис. 2. Инъекцированный гнейс. Приазовье.

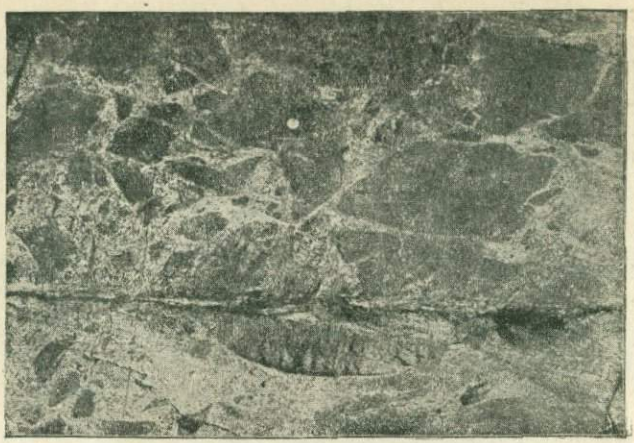


1



2

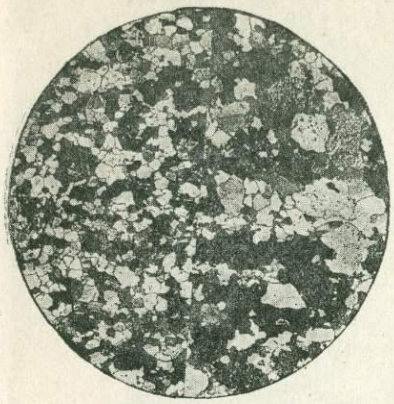
Рис. 1. Птигматит. Алтай. **Рис. 2.** Ленточный гнейс. Финляндия.





2

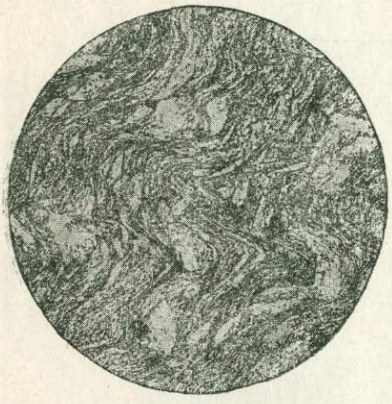
Рис. 1. Эруптивная брекчия. Финляндия. **Рис. 2.** Небулит. Финляндия.



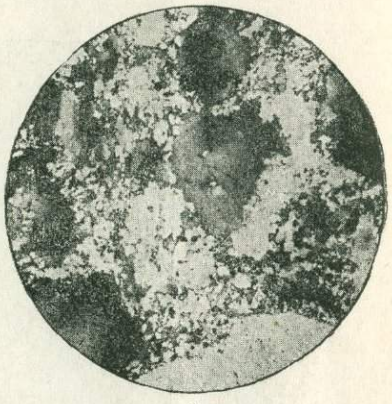
1



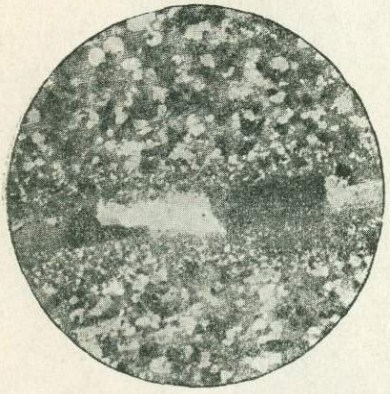
2



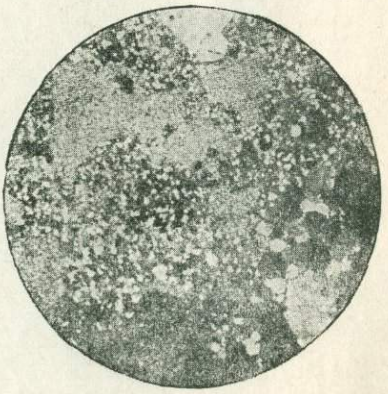
3



4



5



6

Рис. 1. Пироксеновый гнейс. Соколиная гора. Урал. Николи +. **Рис. 2.** Порфиробластический роговообманковый сланец. Урал. **Рис. 3.** Лиственит. Урал. **Рис. 4.** Кварцит. Урал. Николи +. **Рис. 5.** Вторичный кварцит. Коунрад. Казахстан. Николи +. **Рис. 6.** Вторичный серицит-каолиновый кварцит из гранодиорит-порфира. Коунрад. Николи +.

КНИГОСБЫТ ГОНТИ МОСКОВСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТЕХКНИГА—ПОЧТОЙ

Москва, Центр, Рыбный пер. 2, пом. 26. Тел. К 1-01-40 доб. 46.

ТЕХКНИГА—ПОЧТОЙ выполняет заказы на научно-технические книги, имеющиеся в продаже и печатающиеся.

На все книги, изданные до 1935 г. вкл. СКИДКА от ~~50 до 20~~ %

на изд. до 1932 г. вкл.	50%
„ 1933 г.	40%
„ 1934 г.	30%
„ 1935 г.	20%
на наглядные пособия по 1935 г. вкл. . . .	30%

Заказы выполняются только наложенным платежом.

Задатки не принимаются.

По требованию высылаются бесплатно тематические аннотированные каталоги.

Заказы и запросы направлять по адресу: Москва, Центр, Рыбный пер. 2. пом. 26. **„Техкнига—почтой" ГОНТИ.**

По требованию **„Техкнига—почтой"** снабжает систематически всеми выходящими новинками по интересующим заказчика вопросам.

Для систематического снабжения новинками требуйте „Абонемент на научно-техническую литературу".

Мособлгорлит В 11-8019-1. Тир. 7000

Тип. Пр. Испр. Кол. № 1 УНКВД по МО. Зак 1005

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ КНИГИ
по геологии и разведке

ахурин И., Вейнберг П.и др. Курс магнитной разведки. ОНТИ. 1933. Стр. 240. Ц. 2 р. 50 к.

робышев Ф.В. Фотограмметрические приборы. ОНТИ. 1936. Стр. 192. Ц. в пер. 3 р. 80 к.

еонтович В.Г. Уход за геодезическими инструментами. ОНТИ. 1936. Стр. 84. Ц. в пер. 1 р. 60 к.

умеров В.В., Полетаев С.П. и др. Геофизические методы разведки на нефть. ОНТИ. 1933. Стр. 120. Ц. 1 р. 50 к.

етровский А.А. и Нестеров Л.Я. Электроразведка постоянным током. Курс разведчиков-геофизиков. ОНТИ. 1932. Стр. 166. Ц. 2 р. 50 к.

ономарев А.И. Методы химического анализа горных пород, преимущественно осадочного происхождения. ОНТИ. 1935. Стр. 144. Ц. 2 р. 10 к.

ейборн К. и Мильнер Г. Поиски и разведки аллювиальных месторождений. ОНТИ. 1933. Стр. 393. Ц. 5 руб.

амойлов Я.В. Минералогические очерки (Минералогия самородных элементов, сернистых соединений, окислов и некоторых силикатов). ОНТИ. 1934. Стр. 180. Ц. 2 р. 25 к.

ельский В.А. Соляные купола и их связь с нефтью. ОНТИ. 1936. Стр. 312. Ц. в пер. 8 р. 10 к.

околов П.Т. Физические и теоретические основы сейсмического метода геологической разведки. ОНТИ. 1933. Стр. 216. Ц. 3 руб.

укерман Л.И. Руководство по микрофотографии для минералогов и петрографов. ОНТИ. 1936. Стр. 160+20 табл. Ц. в пер. 4 р. 50 к.

орт М.Н. Микроскопическое определение рудных минералов. ОНТИ. 1934. Стр. 200. Ц. 3 р. 25 к.

Заказы выполняются наложенным платежом без задатка.

Заказы направлять по адресу: Москва, Центр, Рыбный пер. 2, пом. 26. "ТЕХКНИГА-ПОЧТОЙ-" ГОНТИ.

Стеклография Мособлкнигосбыта ГОНТИ
Тираж 200 экз.

4 мая 1939г.

655